



## Les granites varisques du Massif Armoricaïn

Ramon Capdevila

### ► To cite this version:

Ramon Capdevila. Les granites varisques du Massif Armoricaïn. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2010, Série D (7), pp.1-52. insu-00744843

**HAL Id: insu-00744843**

**<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00744843>**

Submitted on 24 Oct 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## Les granites varisques du Massif Armoricain

**Ramon Capdevila**

Géosciences Rennes - Adresse actuelle: Av. de Bédilières, 34120 Lézignan-la-Cèbe, [rs.capdevila@wanadoo.fr](mailto:rs.capdevila@wanadoo.fr)

**RESUME.** *Un important magmatisme intrusif a affecté le massif armoricain entre la fin du Dévonien et le début du Permien. Ce plutonisme a été décrit dans le passé sur la base de différents critères. Nous le présentons ici pour la première fois sur la seule base pétro-géochimique. Ce seul critère permet de mettre en évidence 5 associations plutoniques de nature et d'origine différentes.*

*1) Une association calco-alcaline allant des gabbros aux granites à biotite et hornblende, de composition orogénique, issue de la fusion d'un manteau enrichi par la subduction.*

*2) Une association magnésio-potassique, alcali-calcique et métalumineuse, comprenant des roches basiques à intermédiaires d'une part et des monzogranites porphyroïdes à biotite et  $\pm$  hornblende d'autre part. L'association peut être d'origine entièrement mantellique, mais des processus de contamination et de mélange avec des magmas crustaux contemporains sont probables.*

*3) Une association ferro-potassique alcaline à alcali-calcique et métalumineuse, comprenant des roches basiques à intermédiaires et principalement des monzogranites et des syénogranites à biotite et  $\pm$  hornblende. Les analyses isotopiques sont en faveur de roches basiques mantelliques contaminées et de granites crustaux I-type hybridisés avec du matériel mantellique.*

*4) Une association magnésio-potassique alcali-calcique fortement peralumineuse, comprenant d'une part des monzodiorites d'origine mantellique et d'autre part des monzogranites et des granites à biotite-cordiérite résultant pour l'essentiel de la fusion de sources métasédimentaires, avec des taux de fusion élevés. On observe souvent des processus de mélange entre les monzodiorites et les granites.*

*5) Une association leucogranitique magnésio-potassique, alcali-calcique et fortement peralumineuse constituée par des leucogranites à deux micas de texture et de mode variables. Ils sont produits par fusion de métasédiments avec des taux de fusion faibles, probablement en relation avec des processus de relaxation thermique. Des granites à éléments rares sont rattachés à cette association.*

*Des roches basiques ou intermédiaires participent à quatre des associations plutoniques. Un apport juvénile à la croissance crustale varisque existe donc bien, mais il est clair que l'essentiel du plutonisme varisque armoricain résulte du recyclage de sources métasédimentaires situées à divers niveaux de la croûte continentale et de sources ignées situées à la base de celle-ci.*

*Un aspect intéressant des intrusifs armoricains est qu'ils constituent souvent des massifs composites, formés de magmas de nature et d'origine très différents mis en place en même temps.*

*Enfin, la répartition des différentes associations renseigne sur certains aspects de la composition de la lithosphère. Les trois domaines du Massif Armoricain, la Zone Nord-Armoricaine, la Zone Centre-Armoricaine et la*

Zone Sud-Armoricaine, renferment les mêmes sources fertiles métasédimentaires à l'origine de certains granites varisques. Au contraire, dans chacune de ces zones les roches basiques et intermédiaires sont spécifiques et proviennent de source mantelliques différentes. Tout se passe comme si pour chaque zone, la croûte continentale comportait des caractéristiques communes, alors que le manteau lithosphérique serait différent.

**MOTS CLES :** CHAÎNE VARISQUE, BRETAGNE, PLUTONISME, GRANITES, ASSOCIATIONS MAGMATIQUES, MAGMATISME JUVENILE, RECYCLAGE.

**ABSTRACT.** A voluminous intrusive magmatism was emplaced between the end of the Devonian and beginning of the Permian in the Variscan belt of the Armorican Massif. We recognize here 5 plutonic suites, different in nature and origin, using new petro-geochemical criteria.

1) An orogenic calc-alkaline suite highly variable in composition, from gabbros to biotite-hornblende granites, produced by partial melting of an enriched mantle source above a subduction zone.

2) A magneso-potassic, calc-alkaline and metaluminous suite, composed of (a) mafic to intermediate rocks, and (b) biotite  $\pm$  hornblende porphyritic monzogranites. Both types could be totally mantle-derived but contamination and mixing processes with crustal granites are likely.

3) A Fe-K alkaline to calc-alkaline and metaluminous suite composed of (a) mafic to intermediate rocks and (b) mainly of biotite  $\pm$  hornblende monzogranites and syenites. According to isotopes, the mafic rocks are contaminated mantle rocks and felsic rocks are I-type crustal granites mixed with mantle material.

4) A magneso-potassic, calc-alkaline and strongly peraluminous suite is composed of (a) mantle derived monzodiorites and (b) monzogranites and biotite-cordierite granites, mainly produced from partial melting of meta-sedimentary sources with a high rate of melting. We observe frequent mixing between monzodiorites and granites.

5) A leucocratic magneso-potassic, calc-alkaline and strongly peraluminous suite consists of muscovite-biotite leucogranites with various texture and modal composition. They were produced by a low partial melting rate of metasediments, probably in relation with thermal relaxation processes. Rare-metal granites are related to this suite.

Mafic to intermediate rocks are found in four of the five magmatic suites. A juvenile mantle input clearly occurred during crustal growth processes of the Variscan belt, but to mostly the Variscan Armorican plutonism derives from metasedimentary sources at different levels in the continental crust and from igneous sources in its lower part.

It is interesting to notice that these Armorican intrusive rocks mostly consist of magmas of different nature and origin emplaced at the same time in a single massif.

Finally, the distribution of the various suites gives some indications about composition of the lithosphere. The three main domains of the Armorican Massif (north, central and south) all contain similar metasedimentary fertile sources from which formed some Variscan granites. In contrast, in each of these domains, mafic and intermediate rocks are specific and derived from different mantle sources. It seems that in each domain, the continental crust was similar whereas the lithospheric mantle was different.

**KEY WORDS :** Variscan belt, Brittany, plutonism, granites, magmatic suites, juvenile magmatism, recycling

Jusqu'à présent les granites varisques armoricains sont été présentés en fonction de trois critères et de combinaisons de ceux-ci : le critère âge, le critère nature et le critère de localisation dans la chaîne.

Les dernières synthèses (Barrière, 1980, Le Corre et al., 1991, Carron et al., 1994) présentent les granites en fonction de leur localisation, selon trois grandes ceintures (ou batholites): (1) la ceinture Nord Bretagne-Normandie, (2) la ceinture associée au Cisaillement Nord Armoricaïn et (3) la ceinture associée au Cisaillement Sud Armoricaïn. Ce mode de présentation prolonge la vision de Barrois (1930), pour lequel "tous les granites carbonifères sont syntectoniques" et se présentent en "alignements continus ou en chapelets", contrôlés par les structures varisques.

Pratique, cette façon de présenter les granites tend parfois à occulter leur nature et leur mode de production, mais il est clair qu'il est encore trop tôt pour présenter les granites selon leurs âges, encore trop mal connus, et il est clair aussi que la connaissance de la nature de beaucoup de massifs est encore insuffisante. Il m'a semblé cependant que le moment était venu de présenter les granites armoricains suivant des critères pétro-géochimiques. Même si les connaissances géochimiques modernes manquent encore cruellement, l'essai mérite d'être tenté pour ébaucher le renouvellement de notre vision des granites armoricains varisques.

On peut identifier actuellement cinq associations plutoniques varisques de nature différente dans le Massif Armoricaïn (Fig. 1) :

- ◆une association calco-alkaline affleurant en Vendée orientale,
- ◆une association magnésio-potassique, alcali-calcique, métalumineuse mise en place le long du Cisaillement Nord Armoricaïn,
- ◆une association ferro-potassique, alcaline à alcali-calcique, métalumineuse, constituant le "chapelet de Granites Rouges" de Nord Bretagne-Normandie,
- ◆une association magnésio-potassique, alcali-calcique, fortement peralumineuse constituée par les granites à cordiérite et généralement accompagnée de roches alcali-calciques de composition intermédiaire,
- ◆enfin, une association magnésienne, alcali-calcique, fortement peralumineuse constitué de leucogranites à deux micas.

Cet ordre de présentation correspond à l'augmentation de la composante crustale dans les associations plutoniques. Les trois premières sont surtout juvéniles, la quatrième est crustale mélangée à des produits mantelliques et la dernière est purement crustale, plus précisément d'origine métasédimentaire. La première association n'était pas mentionnée dans les précédentes synthèses bien que connue depuis plus d'un quart de siècle. La deuxième association n'avait pas été identifiée et ses granites confondus avec d'autres "familles".



Dans ce qui suit nous présentons les principales caractéristiques de ces suites suivant cet ordre d'augmentation de la composante crustale.

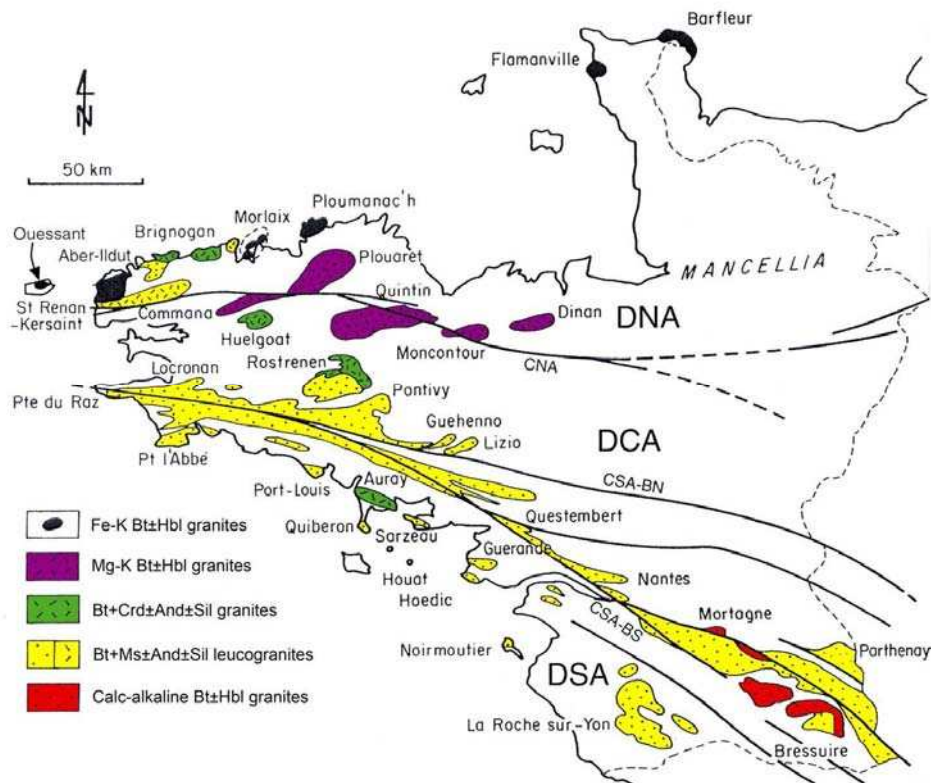


Figure 1. Distribution des cinq associations plutoniques constituant les granitoïdes varisques du Massif Armoricain. Le fond est emprunté à Carron et al., 1994. Il a été modifié et l'identification des associations est en partie nouvelle.

Ce texte a été rédigé en avril 2006 à l'occasion du Séminaire AREVA-BUM-DEX et des excursions associées "Granites varisques et minéralisations uranifères en Bretagne". Quelques corrections ont été apportées en janvier 2010.

## **1<sup>ère</sup> association : le plutonisme calco-alcalin Dévono-Tournaisien de Vendée.**

Les plus vieux massifs intrusifs varisques du Massif Armoricaire sont confinés en Vendée et appartiennent à un ensemble plutonique connu traditionnellement sous le nom de « Ligne Tonalitique Limousine ». En fait, les roches appartenant à cette association dans l'Ouest du Massif Central vont des gabbros aux granites, appartiennent suivant les cas à des suites calco-alcalines medium-K, à des suites alcali-calciques high-K ou à des suites shoshonitiques. Par ailleurs ce qui était au début un chapelet de massifs s'est étendu avec de nouveaux travaux et on trouve les mêmes massifs par exemple dans la Marche. Les traits majeurs de ces suites sont (1) d'avoir des caractéristiques géochimiques « orogéniques », c'est-à-dire des caractéristiques de plutonites produites dans des arcs insulaires ou des marges continentales actives et (2) d'être les intrusions varisques les plus anciennes, mises en place à la fin du Dévonien et au Tournaisien.

Des intrusions de ce type en Vendée sont par exemple celles, granodioritique de Roussay-Saint-Christophe-du-Bois et quartz-dioritiques de Moncoutant et du Tallud (Figures 2 à 5). L'âge U-Pb sur zircons d'une quartz-diorite du Tallud est de 373 ± 6-11 Ma (Cuney et al., 1993). Ces massifs sont intrusifs dans des roches déjà métamorphisées, postérieurement à la collision varisque. Ils ne sont déformés que par endroits et par des déformations varisques "tardives", peu pénétratives.

Les massifs sur lesquels nous avons le plus de données sont ceux de Moncoutant et du Tallud.

Ces massifs sont principalement constitués de quartz-diorites (Fig. 7) formées de plagioclase zoné (andésine), biotite, hornblende, titanite, apatite, zircon, Fe-Ti oxydes et de quartz interstitiel. Ils renferment de nombreuses enclaves en particulier d'hornblendites (Figure 6).

Du point de vue géochimique les roches des deux massifs sont magnésiennes (Fig. 8), métalumineuses (Fig. 9), calco-alcalines (Fig. 10) et moyennement potassiques (Fig. 11).

Les spectres de REE (Fig. 12) sont régulièrement fractionnés avec un début d'inflexion en "crosse" des HREE indiquant que la hornblende et probablement le clinopyroxène ont joué un rôle dans le fractionnement. L'absence d'anomalie négative en Eu implique l'absence de feldspath au résidu de fusion et donc que la source est basique ou ultrabasique.

Les diagrammes multiélémentaires (Fig. 13) montrent un fractionnement modéré depuis les LILE jusqu'aux métaux de transition. Les traits les plus remarquables de ces "arachnogrammes" sont la nette anomalie négative en Nb qui indique une source de type biseau mantellique enrichi par des fluides issus de la déshydratation d'une croûte océanique au cours d'un épisode de subduction. L'anomalie positive en Sr confirme l'absence de feldspath au résidu de fusion. Ces caractéristiques sont celles des suites orogéniques. On notera l'enrichissement de U par rapport à Th, dû peut être à un processus d'altération.

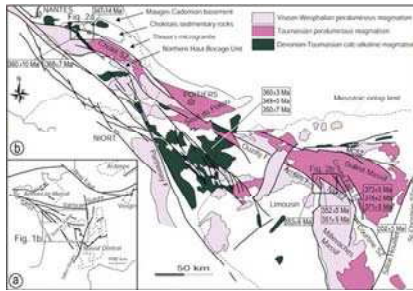


Fig. 2. (a) Structural sketch map of the Armorican and Massif Central Variscan strike-slip faults. (b) Synthetic structural map of the southeastern Armorican Massif and northwestern Massif Central, with emphasis on the various Hercynian granitic series. Cartannaz et al, 2006.

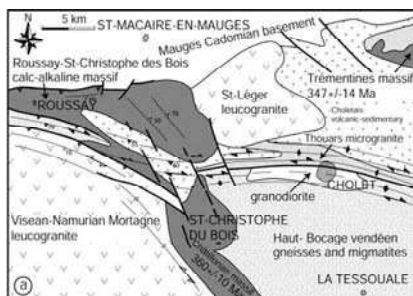


Fig. 3. Structural sketch map of the Cholet area. Cartannaz et al, 2006.

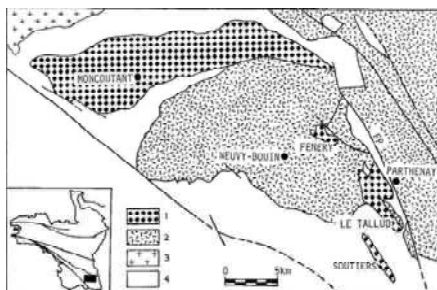


Fig 4. Geological sketch map of Vendean Haut Bocage plutons. 1 quartz-diorites, 2 peraluminous granites, 3 Pouzauges calc-alkalic granite, 4 metamorphics. Cuney et al, 1993.

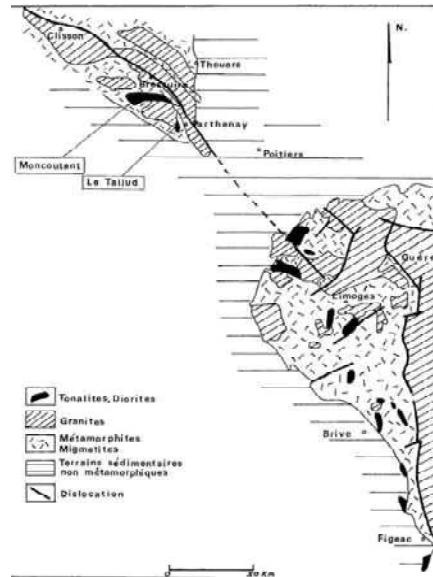


Fig. 5 Location of the tonalitic masses in Poitou and Limousin. Dhoste, 1983.



Fig 6. Le Tallud, relations entre les quartz diorites (claires) et les enclaves d'hornblendites (sombres).

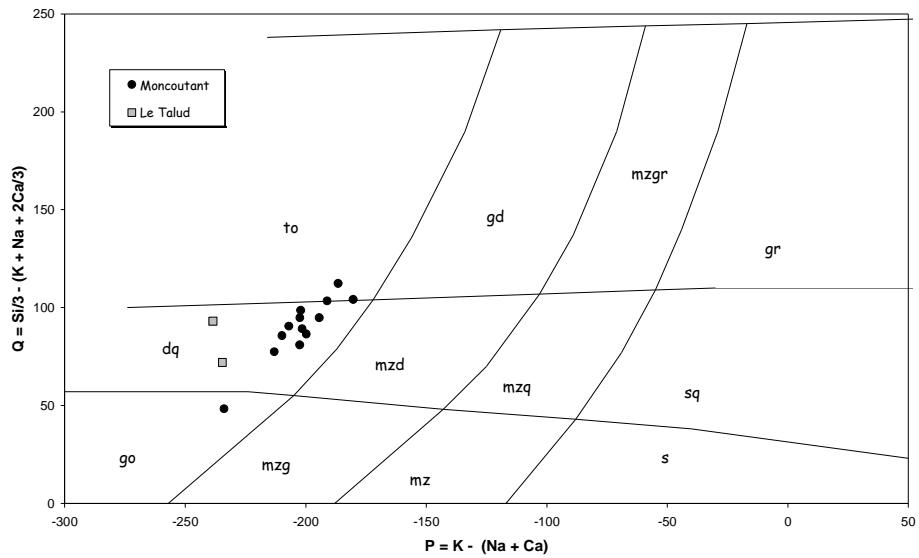


Figure 7. Les roches constituant le Massif de Moncoutant vont des gabbros aux tonalites, l'essentiel correspondant aux quartz-diorites. Les deux échantillons de Le Tallud se distribuent aussi dans le champ des quartz-diorites. Diagramme de nomenclature de Debon et Le Fort, 1988.

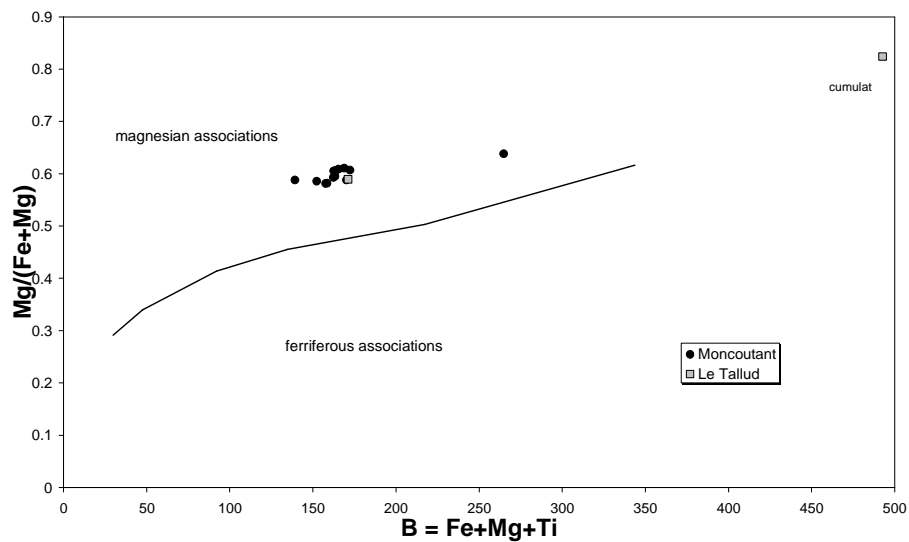


Figure 8. L'association de Moncoutant et du Tallud est nettement magnésienne. Diagramme discriminant de Debon et Le Fort, 1988.

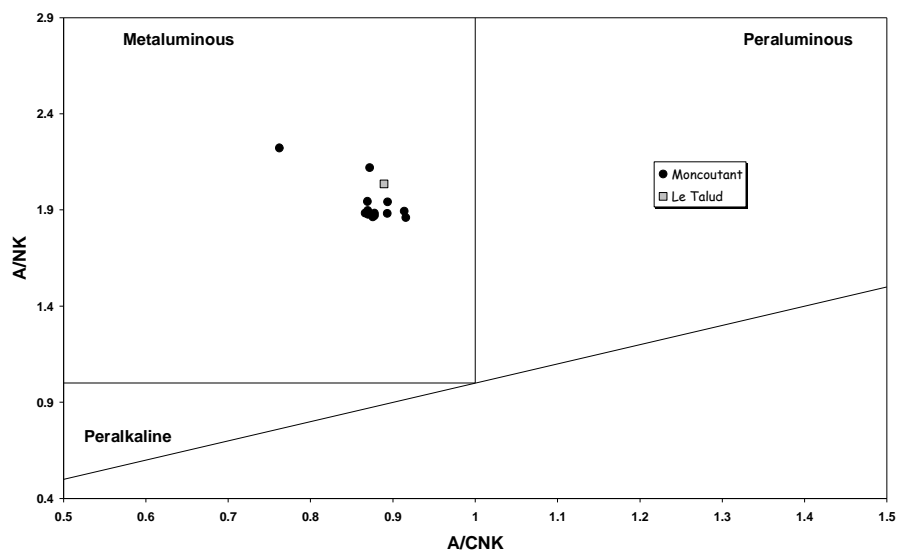


Figure 9. Les quartz-diorites de Vendée sont nettement métalumineuses. Un échantillon du Tallud, correspondant à un cumulat est situé hors diagramme. Diagramme de Maniar & Piccoli, 1989.

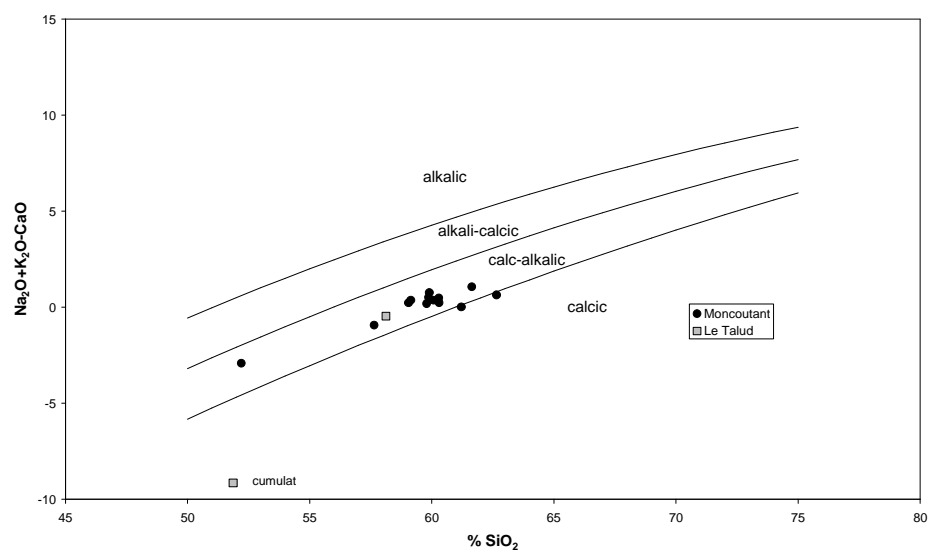


Figure 10. L'association de Moncoutant-Le Tallud apparaît comme calco-alkaline dans le diagramme de Frost et al., 2001.

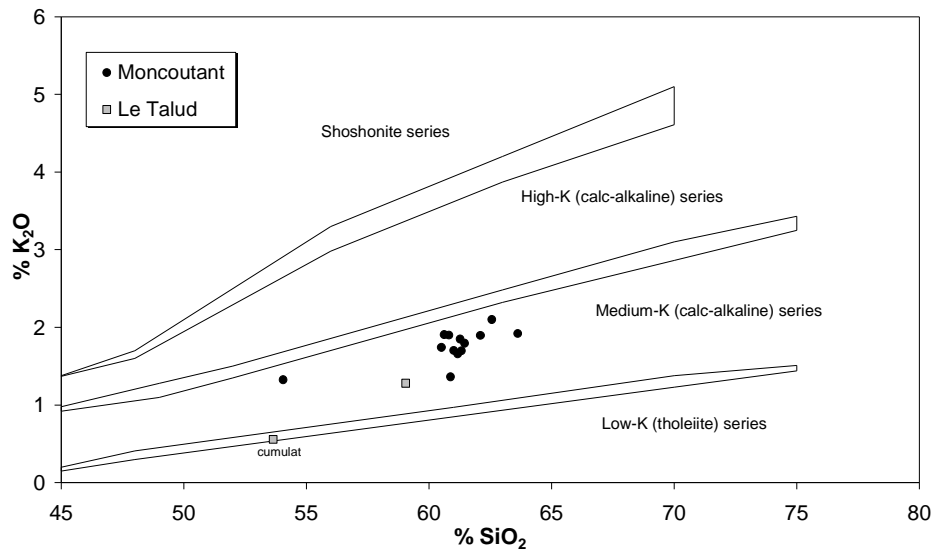


Figure 11. Les échantillons de Moncoutant et du Tallud sont Medium-K. Diagramme de Rickwood, 1989.

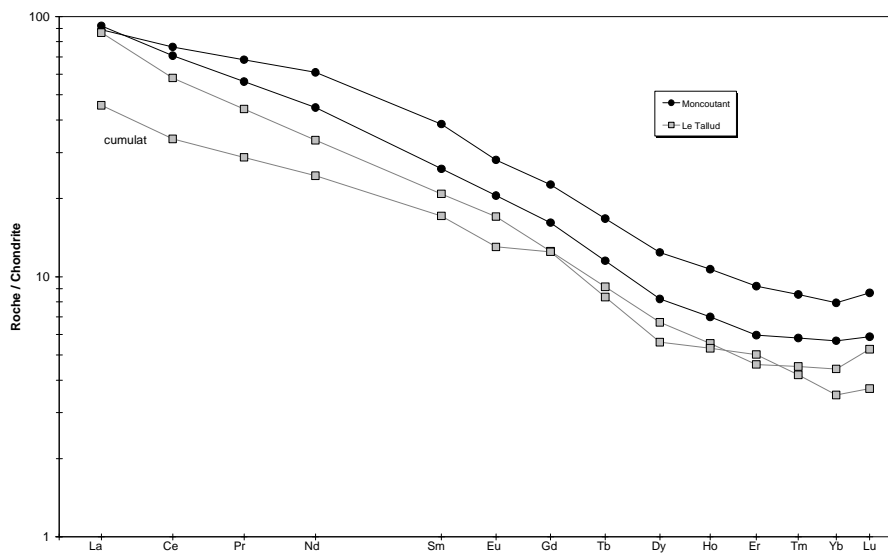


Figure 12. Spectres de REE normés aux chondrites ordinaires de roches des massifs de Moncoutant et du Tallud. L'échantillon le plus pauvre en REE est un cumulat (Ni = 440 ppm).

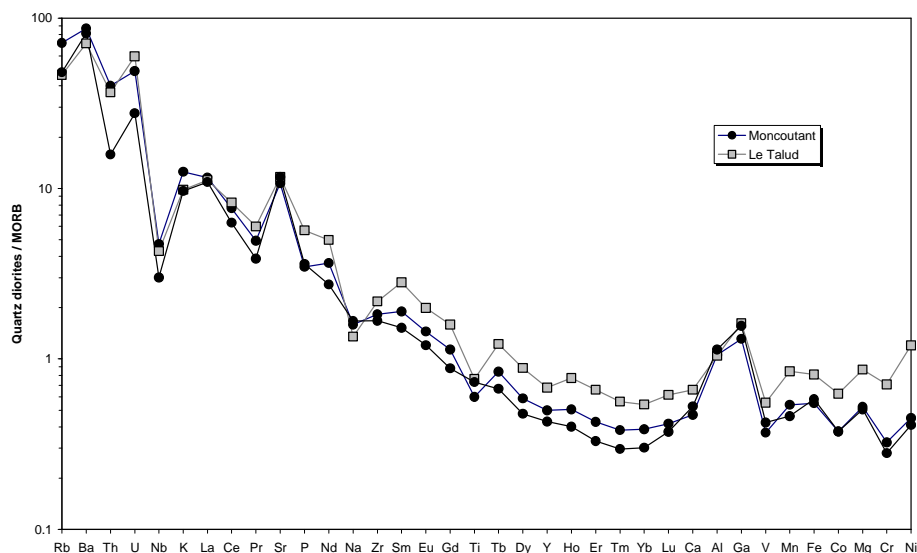


Figure 13. Spectres multiélémentaires des quartz-diorites, normés au N-MORB.

En conclusion, les quartz-diorites dévoniennes de Vendée sont typiquement calco-alcalines, résultant de la fusion d'un biseau mantellique enrichi. Étant donné la mise en place "post-collision" de ces roches il est difficile de les relier à une zone de subduction locale active au Dévonien supérieur. D'un autre côté un mécanisme de relaxation thermique qui ferait fondre du manteau est inapplicable à cette époque. D'autre part le magmatisme orogénique Dévono-Tournaisien est connu dans le Massif Central, les Vosges-Forêt Noire et le Massif de Bohême, il correspond à un processus à l'échelle de la chaîne Varisque. Une explication satisfaisante à l'échelle de la chaîne reste donc à trouver pour ce magmatisme.

## 2<sup>ème</sup> association : Les granites magnésio-potassiques de la ceinture médio-armoricaine et les roches intermédiaires associées.

On désigne traditionnellement sous le terme de "Batholite Médio-Armoricain" un chapelet de massifs granitiques mis en place le long du Cisaillement Nord-Armoricain et partiellement déformés par lui. Ce chapelet comprend le leucogranite à étain de St Renan à l'Ouest, et ensuite, vers l'Est, les massifs composites de Plouaret, Huelgoat (en dehors du cisaillement), Quintin, Moncontour et Dinan (en dehors du cisaillement) (Fig. 14). St Renan et Huelgoat sont constituées de divers granites fortement peralumineux, alors que les autres massifs sont constitués de roches métalumineuses à légèrement peralumineuses (diorites à granites porphyroïdes) et de leucogranites fortement peralumineux, c'est-à-dire des roches de nature et d'origine très différentes.

L'âge de mise en place des massifs diminue apparemment d'Ouest en Est. St Renan est le plus vieux 345 Ma (Deutsch et al., 1965), Huelgoat a 336 ±

13 Ma (Peucat et al., 1979), Plouaret est daté à  $329 \pm 5$  Ma (Peucat et al., 1984), enfin Quintin est daté à  $291 \pm 9$  Ma (Peucat et al., 1984).

Le massif de Plouaret est le plus typique et le mieux connu de ces massifs. Il résulte de la coalescence de diapirs emboîtés comprenant différentes intrusions de granitoïdes à biotite  $\pm$  hornblende, allant principalement des monzogabbros aux monzogranites, et diverses intrusions de leucogranites. Toutes ces intrusions sont globalement pénécontemporaines et mises en place au cours d'une déformation cisailante régionale de direction E-W et de sens dextre (Fig. 18).

Dans ce chapitre nous nous intéressons exclusivement aux associations métalumineuses à légèrement peralumineuses. Les associations fortement peralumineuses sont traitées dans un autre chapitre.

Les massifs médio-armoricains sont principalement constitués par des associations allant des gabbros aux granites, les faciès les plus courants correspondant à des granites porphyroïdes à biotite et occasionnellement hornblende (Fig. 15).

Dans le massif de Plouaret ont été principalement décrits: (1) des diorites sombres à grain fin à andésine, biotite, hornblende, titanite, apatite, zircon, Fe-Ti oxydes et quartz sporadique. Au contact des granites auxquels elles se mélangent elles peuvent renfermer des ocelles de quartz et des xénocristaux de feldspath potassique. (2) des granodiorites gris clair porphyroïdes, à quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, hornblende, titanite, allanite, apatite, zircon, Fe-Ti oxydes. (3) des granites porphyroïdes à biotite seule comme minéral coloré.

Le massif de Quintin est principalement constitué par un granite porphyroïde. Sa partie centrale à une composition proche d'une granodiorite porphyroïde à hornblende verte et biotite, riche en titanite, alors que la périphérie correspond à un granite porphyroïde à biotite, sans hornblende et avec titanite sporadique.

Les compositions chimiques disponibles sur l'ensemble des massifs montrent une association allant des monzogabbros et monzonites aux monzogranites, en passant par des monzodiorites, quartz-monzonites et granodiorites (Fig. 19). L'association est magnésienne (Fig. 20), métalumineuse à faiblement peralumineuse (Fig. 21), alcali-calcique (Fig. 22), et riche en potassium (Fig. 23). Il s'agit donc d'une association magnésio-potassique bien connue par exemple en Corse, dans le massif central, dans les Vosges et dans le massif de Bohême, mais qui n'avait pas encore été identifiée jusqu'à présent en Bretagne.

En Bretagne ces massifs n'ont pas fait l'objet d'analyses d'éléments en traces suffisantes, en particulier il n'y a pas d'analyses de REE. Les études isotopiques se résument à un seul résultat:  $I_{Sr}$  de Plouaret =  $0.070560 \pm 3$  (Peucat et al., 1984). Nous ne pouvons donc pas préciser la nature et l'origine de cette association magnésio-potassique. Cependant, dans le reste de la Chaîne Varisque cette association est réputée proche des associations de



sanukitoïdes, issues de la fusion d'un manteau enrichi dans un contexte de subduction. Les monzogabbros ou monzodiorites primaires évoluent ensuite vers les monzogranites par cristallisation fractionnée et contamination crustale, généralement suivant un processus d'AFC.

Là encore, comme dans le cas des quartz-diorites de Vendée, il paraît difficile de relier la production de ces granitoïdes à une zone de subduction active entre 340 et 290 Ma et le contexte géodynamique de production de l'association magnésio-potassique reste à démontrer.

En conclusion, les granitoïdes à biotite et hornblende du "batholite médio-armoricain" sont syntectoniques, mis en place au cours d'un épisode de déformation cisailante régionale dextre, entre environ 340 et environ 300 Ma. Ils constituent une association magnésio-potassique d'origine mantellique, mise en place en même temps que des purs produits de fusion crustale fortement peralumineux. Cette association mantellique à l'origine, est hybride et les produits granitiques les plus différenciés doivent avoir une forte composante crustale...mais cela reste à prouver.

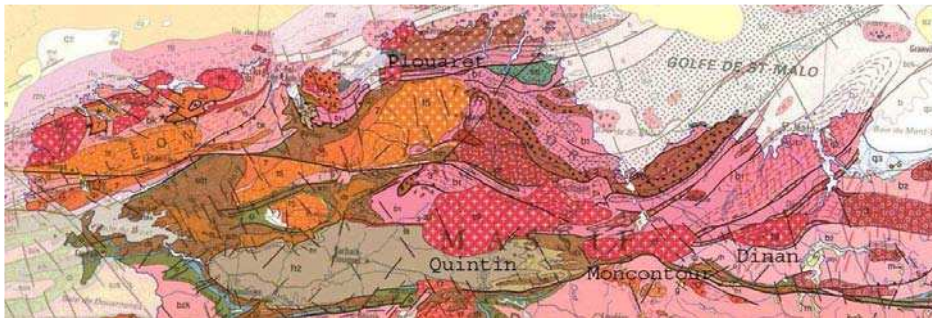
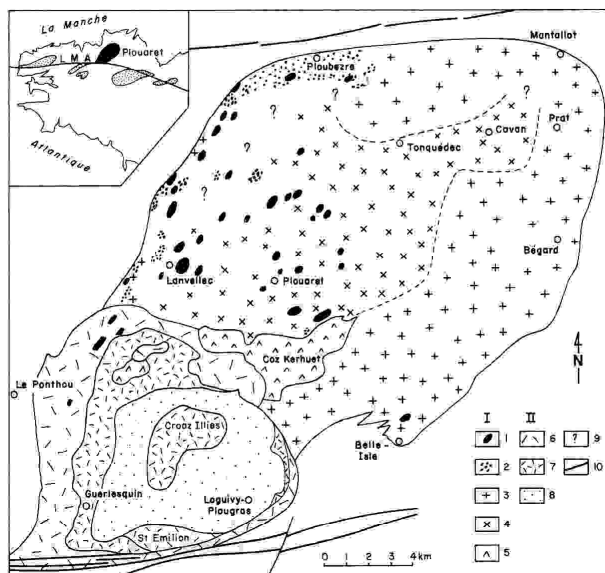


Figure 14. Les massifs composites, constitués principalement de granites magnésio-potassiques à biotite et parfois hornblende se distribuent le long du Cisaillement Nord-Armoricain et sont affectés par celui-ci. Ce sont d'Ouest en Est, les massifs de Plouaret, Quintin, Moncontour et Dinan. Plouaret est daté en Rb-Sr à  $329 \pm 5$  Ma et Quintin à  $291 \pm 9$  Ma (Peucat et al., 1984). Le fond géologique est extrait de Chantraine et al., 2003).



Figure 15. Faciès communs des granites porphyroïdes des massifs de Plouaret, Moncontour et Quintin. La pièce de 1 € en haut et à gauche donne l'échelle



Carte géologique du pluton de Plouaret : 1. diorite de Lanvellec; 2. granodiorite de Ploubezre; 3. granodiorite porphyroïde de Bégard; 4. granite à biotite de Tonquédec; 5. granite de Coz Kerhuet; 6. granite porphyroïde du Ponthou; 7. granite grossier de Guerlesquin et granite du Saint-Emilion; 8. leucogranite de Loguivy-Plougras; 9. zones non cartographiées en détail; 10. failles majeures. LMA, linéament médio-armoricain.

Geological map of the Plouaret pluton: 1, Lanvellec diorite; 2, Ploubezre granodiorite; 3, Bégard porphyroid granodiorite; 4, Tonquédec biotite granite; 5, Coz Kerhuet granite; 6, Ponthou porphyroid granite; 7, Guerlesquin coarse granite and Saint-Emilion granite; 8, Loguivy-Plougras leucogranite; 9, Uncompleted cartography; 10, Major faults: LMA, medio-armoricain lineament.

Figure 16. Massif de Plouaret Nord. Les intrusions de Lanvellec, Ploubezre, Begard, Tonguédec et Ponthou sont magnésio-potassiques, métalumineuses à légèrement peralumineuses. Les intrusions de Coz Kerhuet, Guerlesquin, St Emilion et Loguivy-Plougras sont leucogranitiques, fortement peralumineuses (Chauris & Garreau, 1983).

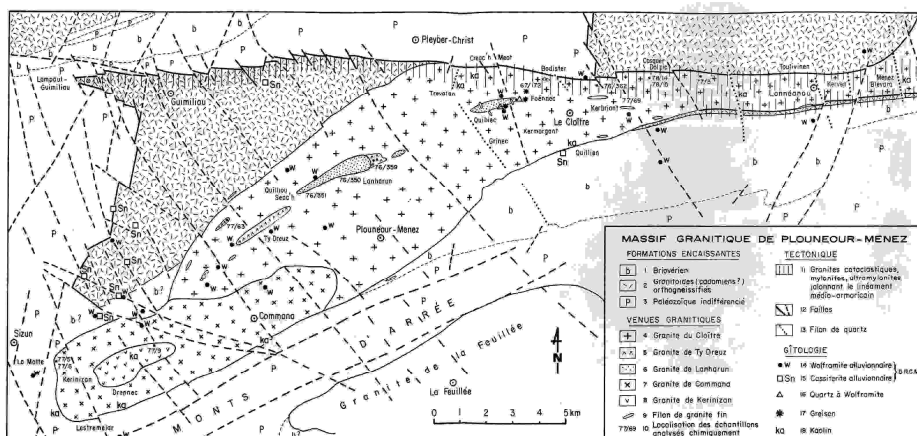


Figure 2 - Massif granitique de Plouneour-Menez.

Figure 17. Massif de Plouaret Sud. Les intrusions du Cloître et de Ty Dreuz sont magnésio-potassiques. Celles de Lanharon et de Commana sont leucogranitiques fortement peralumineuses (Chauris et Garreau, 1983).

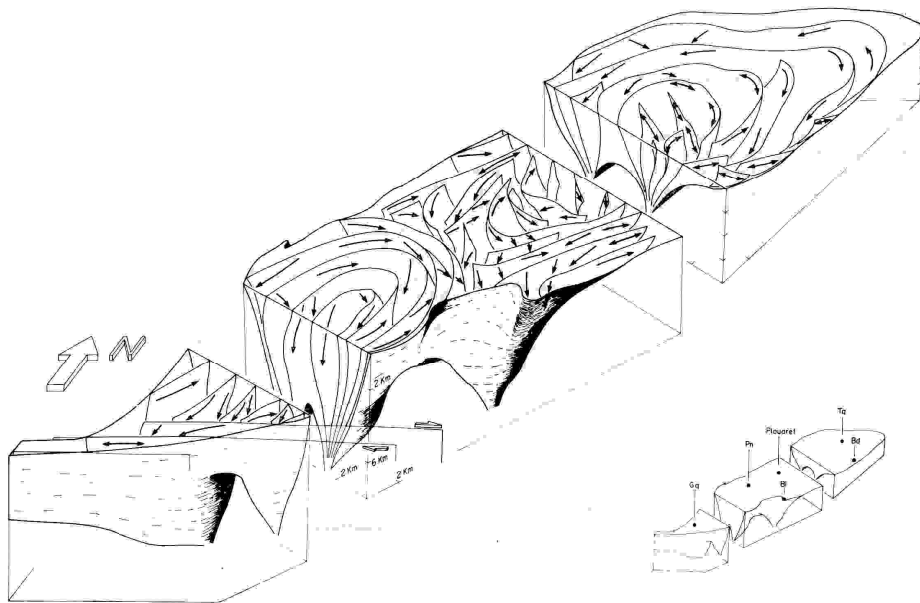


FIG. 9. — Bloc-diagramme interprétatif du complexe de Plouaret montrant les relations entre les structures magmatiques (plans et lignes) et la morphologie du corps granitique. Le plancher des granites ainsi que les différentes racines ont été construites d'après la carte de la figure 6 et son extension nord (moins détaillée).

FIG. 9. — Interpretative block-diagram of the Plouaret Complex showing the relationships between the magmatic flow planes and directions, and the morphology of the body. The granitic floor and the root-zones have been drawn conformably to the map of figure 6 and to its northward (less detailed) extension.

#### COMPLEXE GRANITIQUE DE PLOUARET (BRETAGNE)

511

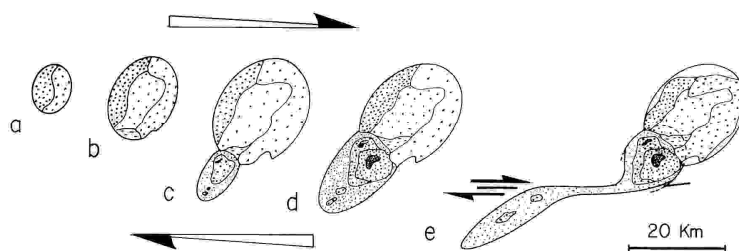


FIG. 10. — Schéma des étapes de la mise en place du complexe de Plouaret (voir texte) ; Les figurés des faciès sont identiques à ceux de la figure 8. Le massif de Plounéour-Ménez a été intégré dans l'ensemble sud bien que Chauris et Garreau [1983 b] considèrent qu'il appartient en fait à un troisième ensemble bien individualisé pétrographiquement.

FIG. 10. — Schematic view, in map, of the different stages of emplacement of the Plouaret Complex. a : emplacement of the Ploubezre and Bégard granodiorites accompanied by their dioritic xenoliths ; b : they are driven outwards by the emplacement of the Tonquédec biotite-bearing granite and possibly by the small leucogranitic massif of Saint-Carré which, due to its proper structures, cannot be considered as an offshoot of the southern leucogranites ; c : the southern ellipse is beginning to emplace, constrained to the north by the yet emplaced northern ellipse ; the Ponthou granite and the Guerlesquin leucogranite ; d : followed by the Loguivy and the Croaz-Illiès leucogranites ; bulk shearing of the massif becomes intense to the south (Plounéour-Ménez « tail » in e) ; e : the Molène-Moncontour shear zone, developing orthogneisses, offsets the massif by ca. 13 km after emplacement. Symbols : same as for figure 8.

Figure 18. Structure et mode de mise en place du Massif de Plouaret (Guillet et al., 1985).

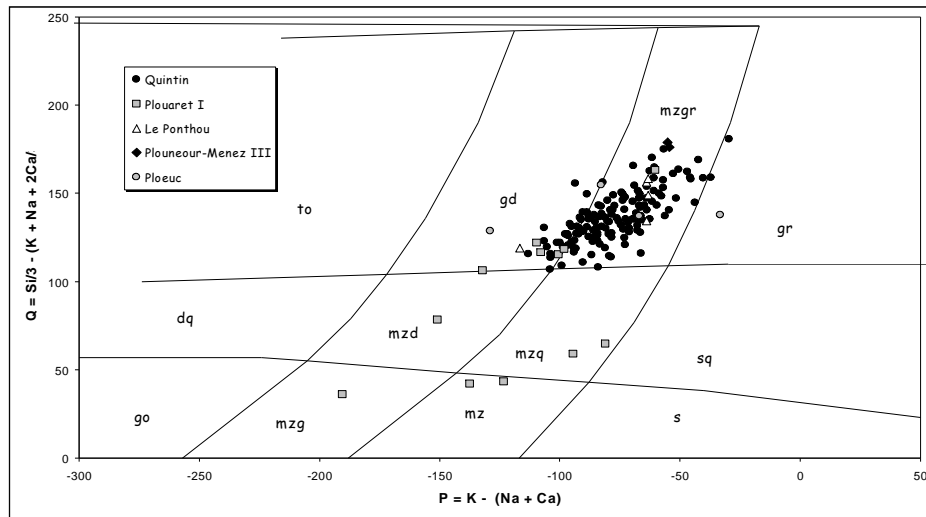


Figure 19. Nomenclature des granitoïdes de l'association magnésio-potassique du "batholite médio-armoricain".

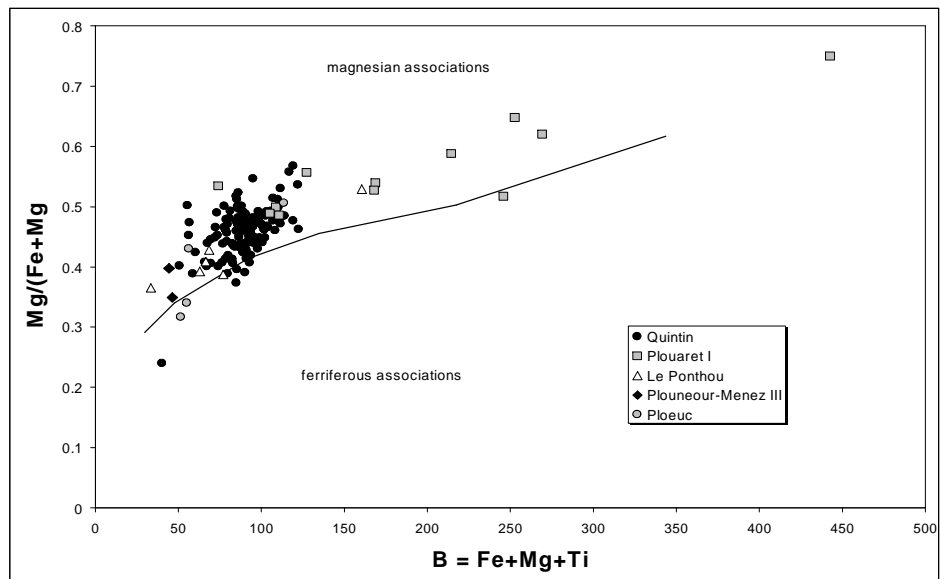


Figure 20. Illustration du caractère magnésien de l'association magnésio-potassique médio-armoricaine.

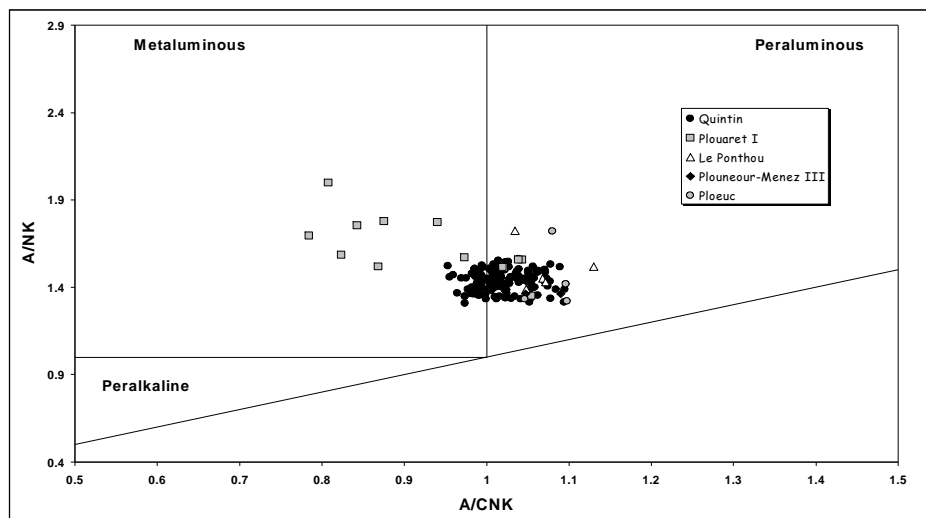


Figure 21. L'association magnésio-potassique est d'origine métalumineuse et évolue vers le domaine légèrement peralumineux.

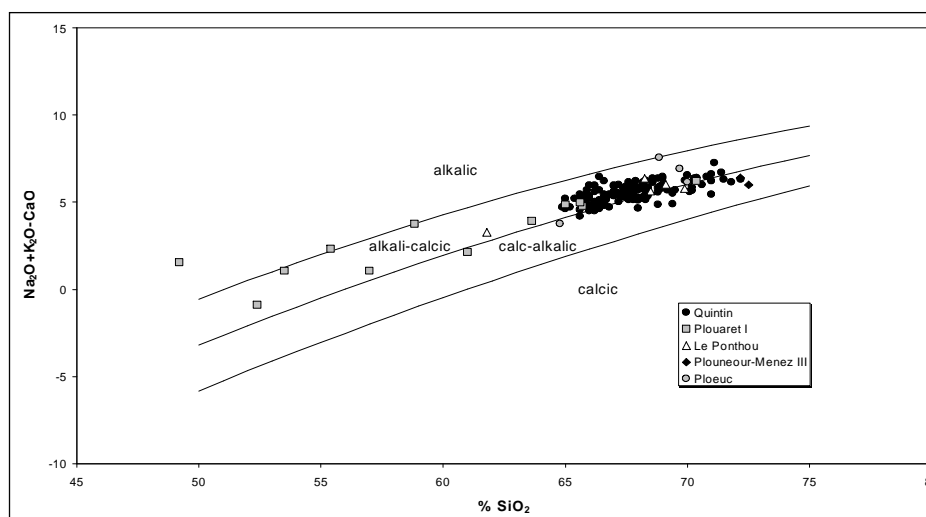


Figure 22. L'association magnésio-potassique est alcali-calcique.

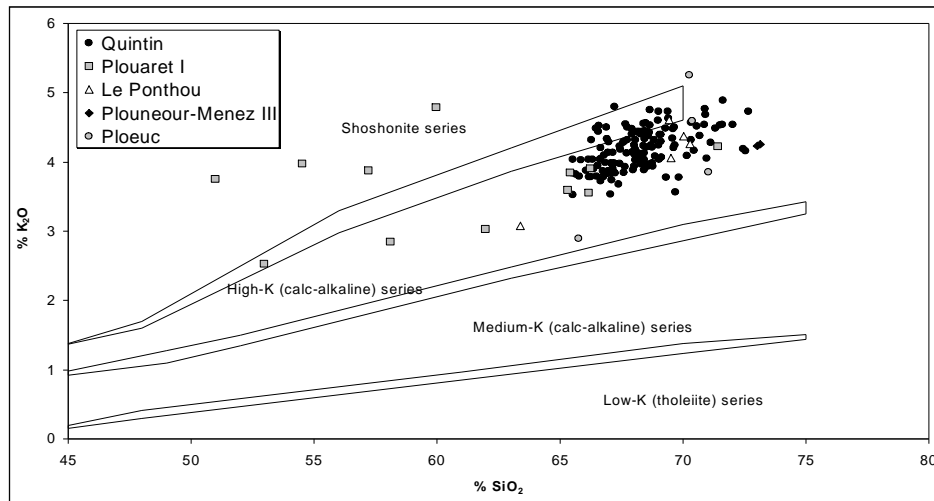


Figure 23. L'association magnésio-potassique médio-armoricaine est riche en potassium.

### 3<sup>ème</sup> association : Les "Granites Rouges" ferro-potassiques.

Les Granites Rouges du Nord du Massif Armoricain s'alignent suivant une direction NE-SW relativement parallèle aux directions cadomiennes. Du NE vers le SW l'alignement est constitué par les massifs de Barfleur et de Flamanville en Normandie, en Bretagne le massif de Ploumanac'h, le massif de St Jean du Doigt (essentiellement gabbroïque), le massif de la Baie de Morlaix, des petits pointements de granites rouges affleurent dans les zones déprimées du massif leucogranitique de Kernilis, le massif de l'Aber-Ildut, enfin le petit massif de Porzpaul dans l'île d'Ouessant. Plus au large, à quelques km d'Ouessant, un autre massif sous-marin terminerait l'alignement, avant de se continuer par l'alignement jumeau de Galice et du Nord du Portugal de l'autre côté du Golfe de Gascogne.

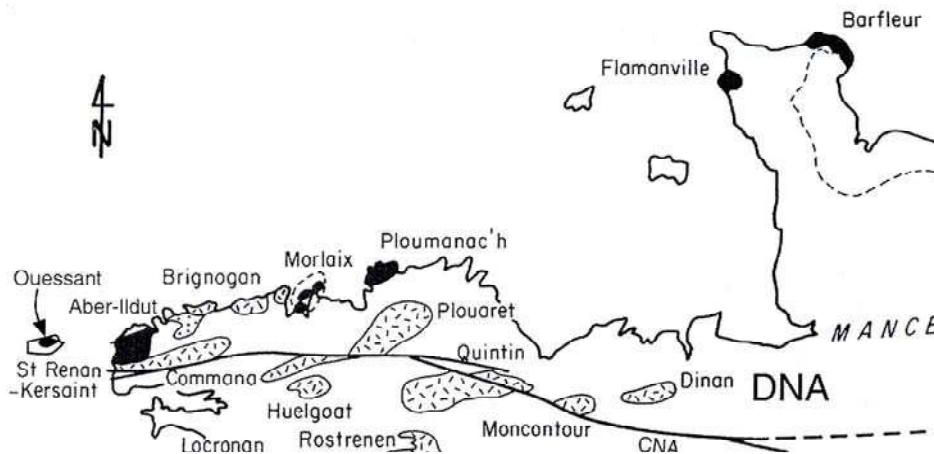


Figure 24. En noir, distribution des principaux massifs de Granites Rouges.

Ces granites sont tardifs, mis en place vers 300 Ma au cours d'un des derniers épisodes de déformation qui affectent la chaîne. Deux exemples de mise en place syntectonique sont bien argumentés à Flamanville (Fig. 27) et à l'Aber-Ildut (Fig. 28), ainsi qu'à Ploumanac'h.

Les faciès les plus caractéristiques de ces massifs sont des monzogranites et des syénogranites porphyroïdes (Fig. 26) constitués de quartz, mégacristsaux de perthite rouge, andésine-oligoclase, biotite très noire,  $\pm$  hornblende verte très colorée, titanite, allanite, ilménite et magnétite. Les faciès importants les plus évolués sont des syénogranites à gros grain, non porphyroïdes, et généralement sans hornblende (Fig. 25). De nombreux faciès en proportions subalternes ont été décrits dont des faciès orbiculaires, des pegmatites à molybdénite, etc. A ces granites sont associées des enclaves et des masses de roches basiques et intermédiaires renfermant toutes des biotites: gabbroïtes à olivine, gabbros à hypersthène, gabbros à clinopyroxène et labrador, diorites à andésine et hornblende et granodiorites à oligoclase et hornblende. Des exemples de mélange et de mingling entre granites et roches basiques sont fréquents. Ces granites sont aussi accompagnés au cours de leur mise en place par des granites fortement peralumineux à deux micas et parfois cordiérite. On retrouve ici aussi le modèle des massifs composites constitués par la mise en place simultanée de magmas de nature et d'origine très différentes, comme pour les granites magnésio-potassiques vus précédemment.

Les compositions chimiques montrent une association composée principalement de gabbros, monzogabbros, monzonites, monzodiorites, quartz-monzonites, syénites et quartz-syénites, granodiorites, monzogranites et syénogranites (Fig. 29).

L'association est ferrifère (Fig. 30), métalumineuse pour les roches basiques et intermédiaires (Fig. 31), métalumineuse à légèrement peralumineuse pour les granites rouges (Fig. 32), alcali-calcique à alcaline (Fig. 33) et essentiellement très riche en potassium (Fig. 34). L'association est donc du type ferro-potassique.

Les spectres de REE des roches basiques et acides présentent un air de famille quand aux concentrations et à la géométrie (Fig. 35). Ce sont des spectres régulièrement fractionnés avec un aplatissement de la partie HREE traduisant le rôle de la hornblende et du clinopyroxène dans le fractionnement, au niveau de la fusion et/ou de la cristallisation fractionnée. Les roches gabbroïques n'ont pas d'anomalies négatives en Eu puisqu'elles doivent dériver de roches ultramafiques sans plagioclase au résidu de fusion. Les anomalies négatives en Eu commencent à apparaître avec les diorites, elles deviennent importantes dans le faciès non fractionné du Traouïéros et encore plus importantes dans le faciès fractionné de La Clarté.

Les diagrammes multiélémentaires (Fig. 36) et les relations entre Rb, Sr et Ba (Fig. 37) indiquent que les monzogranites de type Traouïéros sont non fractionnés, c'est-à-dire qu'ils n'ont pas fractionné de feldspaths de manières significative, alors que les syénogranites de type La Clarté sont fractionnés,

avec de belles anomalies négatives en Ba, Sr et Eu. On notera sur les diagrammes multiélémentaires que depuis les gabbros jusqu'aux granites les plus évolués les roches ont de fortes anomalies négatives en Ta et Nb et positive en Pb, témoignage d'un manteau de type biseau enrichi par la subduction au moins pour les roches basiques. Ces diagrammes montrent aussi le fractionnement d'apatite (anomalie en P) et de magnétite (anomalies en Ti et V). On notera aussi que le Th et l'U, tout en étant élevés, ont des rapports entre eux normaux.

Des résultats isotopiques (Fig. 38) montrent que les epsilons Nd sont systématiquement négatifs (à 300 Ma) pour les roches de Ploumanac'h, montrant ainsi l'importance d'un composant crustal pour tous les faciès de ce massif. La participation d'un tel composant est moindre dans le cas des roches de St Jean du Doigt où les epsilons restent positifs. Les isotopes du Sr (à 300 Ma) sont globalement en accord avec ceux du Nd, les valeurs les plus élevées traduisant cependant de probables processus d'altération hydrothermale (données inédites, d'après Charreter, 2006).

En conclusion, l'association des Granites Rouges est constituée d'un ensemble plutonique basique à intermédiaire et d'un ensemble acide plutonique tous deux ferro-potassiques. Ces deux ensembles contemporains se mélangent partiellement au niveau de mise en place mais il est probable que des mélanges plus efficaces ont lieu en profondeur. Les roches basiques et intermédiaires sont mantelliques, contaminées à des niveaux divers. Les roches acides doivent provenir pour l'essentiel de sources situées à la base de la croûte continentale, sources très particulières puisque nécessairement métalumineuses et avec des rapports Fe/Mg inhabituellement élevés. Certaines caractéristiques chimiques des Granites Rouges se rapprochent d'ailleurs de celles des Aluminous A-Type Granites, mais ils sont produits en particulier à plus basse température : le Zr est relativement bas et ils sont en fait plus proches de certains I-Type granites fractionnés.

Cette association ferro-potassique est très rare dans la Chaîne Varisque. A ma connaissance on ne la trouve que formant deux alignements: (1) l'alignement du Nord du Massif Armorica qui se poursuit directement par celui de Galice-Nord Portugal une fois que l'on a refermé le Golfe de Gascogne et (2) l'alignement des Massifs Cristallins externes des Alpes qui va de l'Aar à l'Argentera en passant par le Mont Blanc. Les granites ferro-potassiques alpins ayant exactement le même âge que les granites rouges bretons et ibériques. Le fait que ces deux alignements correspondent à des bandes longues et étroites, et compte tenu de l'âge de 300 Ma, évoque un processus géodynamique de type slab breakoff, mais c'est là un point qui reste à étudier.





Figure 25. Faciès de La Clarté, Ploumanac'h.



Figure 26. Granite de l'Aber-Ildut.

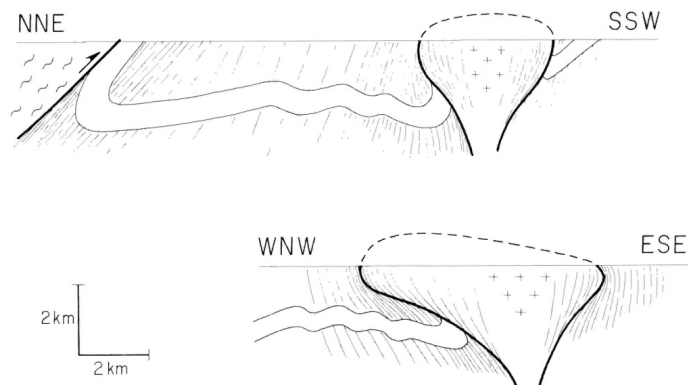


Figure 4. Cross-sections of the Flamanville pluton and Siouville syncline. Dashed lines represent cleavage in country rocks and planar fabrics within pluton. Blank layer is the Grès Armoricaïn. The shape of the pluton is deduced from gravity (Figure 3) and geological (Figures 1, 5, and 6) data

Figure 27. Coupes du massif syntectonique de Flamanville (Brun et al., 1990).

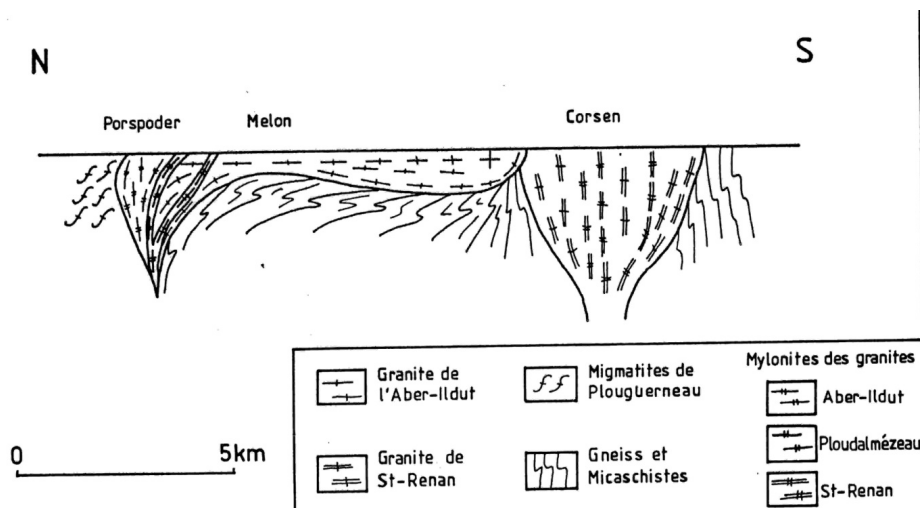


Figure 28. Coupe du massif syntectonique de l'Aber-Ildut montrant sa forme laccolitique (Jamgotchian, 1986).

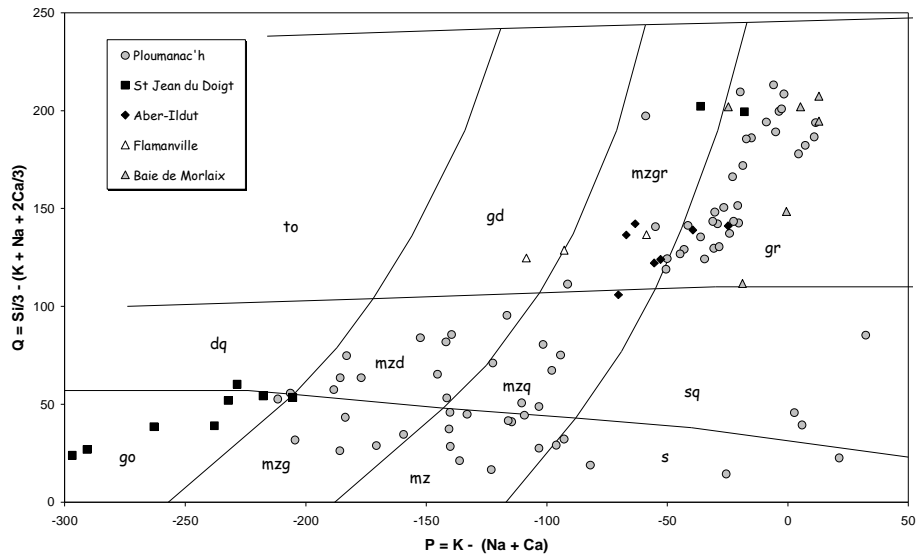


Figure 29. Nomenclature des roches constituant les Massifs de Granites Rouges.

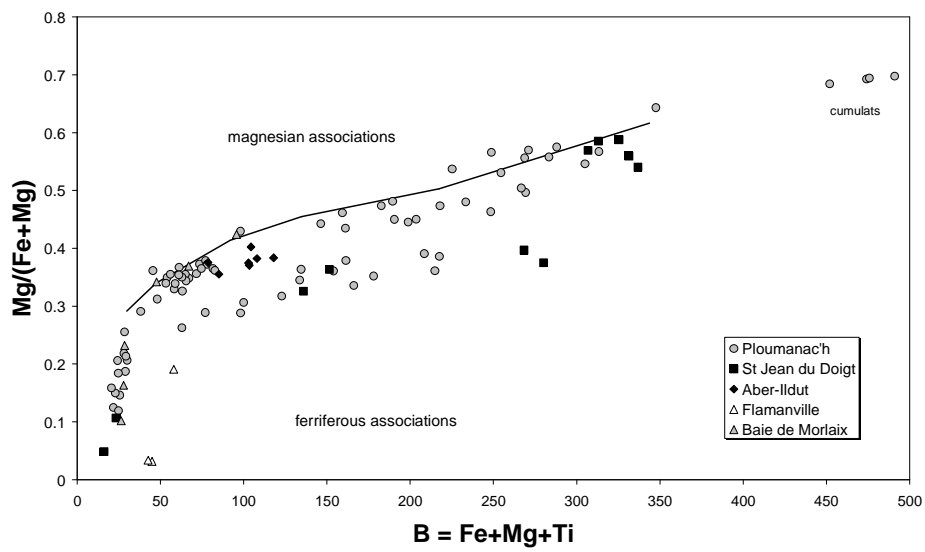


Figure 30. Les Granites Rouges constituent des associations ferrifères.

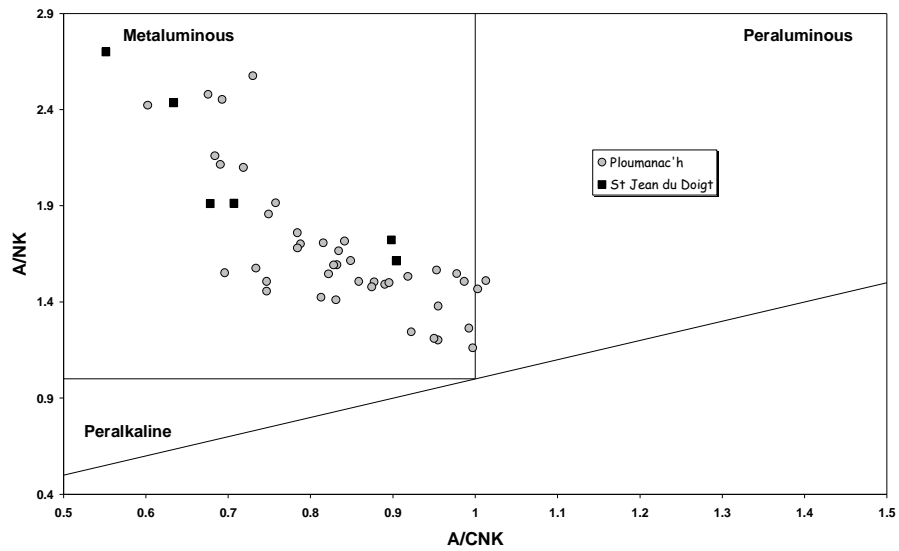


Figure 31. Les échantillons de roches basiques et intermédiaires associées aux Granites Rouges sont métalumineux et se distribuent suivant des trajets à pente négative.

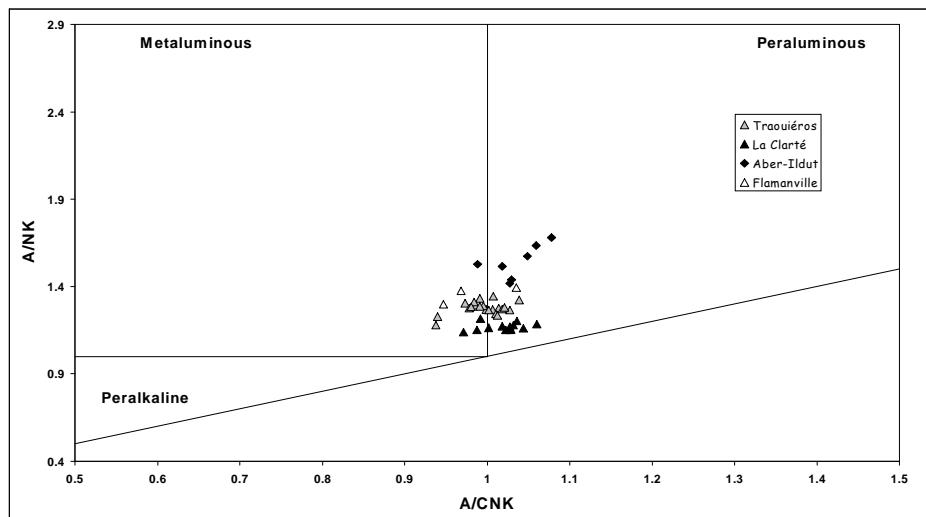


Figure 32. Les échantillons de granites rouges sont métalumineux à légèrement peralumineux et pour chaque massif ils se distribuent suivant des trajets à pente positive.

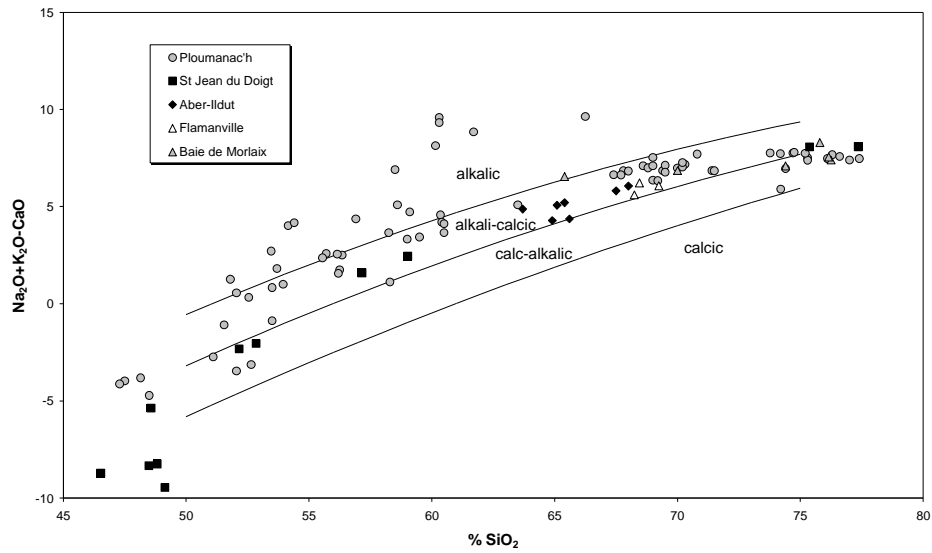


Figure 33. Dans le diagramme de Frost et al., 2001, les composants des Massifs de Granites Rouges occupent les champs alcali-calciques et alcalins.

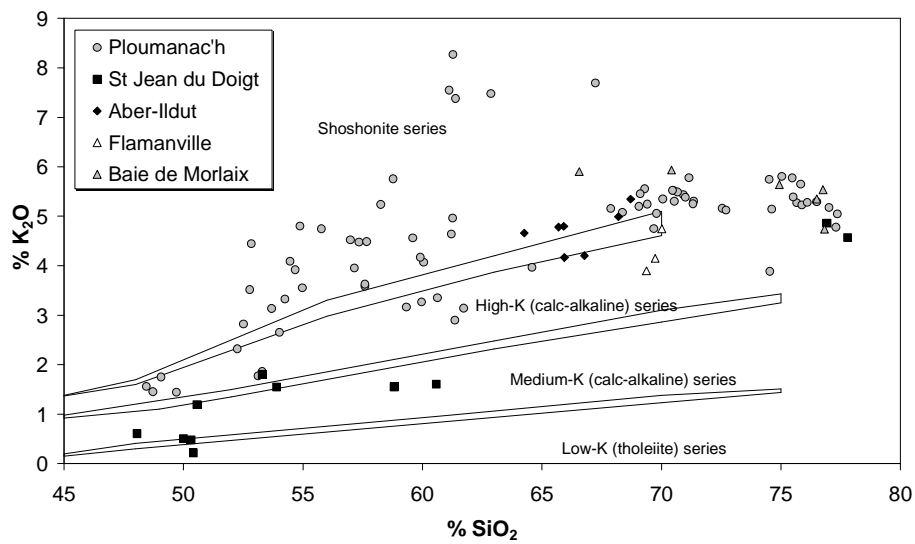


Figure 34. Les constituants des Massifs de Granites Rouges sont surtout High-K à shoshonitiques. Le Massif de St Jean du Doigt est le moins potassique.

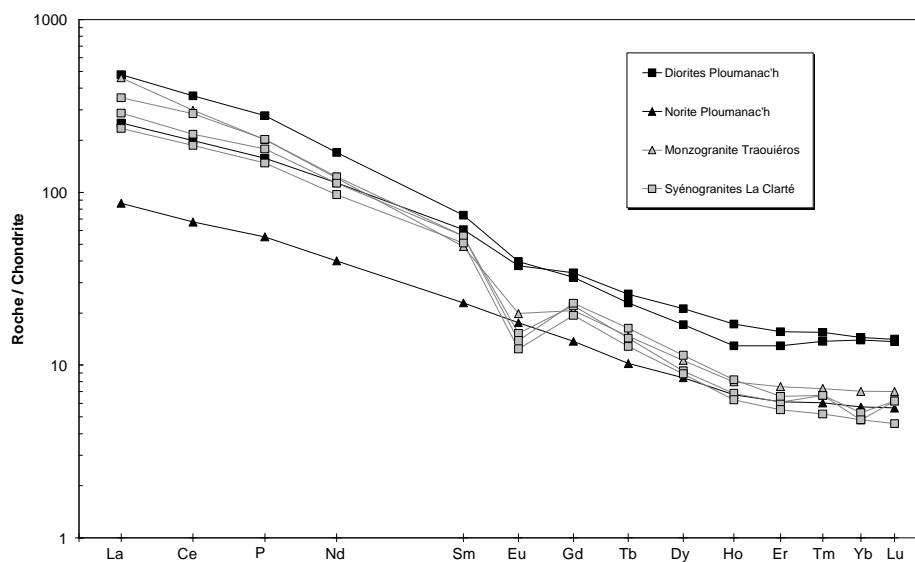


Figure 35. Spectres de REE normés aux chondrites ordinaires des principaux faciès du Massif de Ploumanac'h.

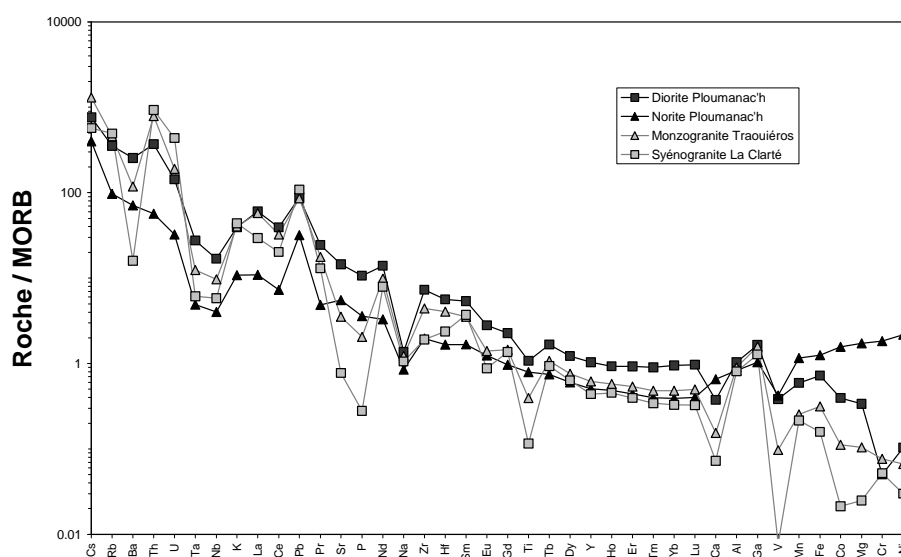


Figure 36. Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB des principaux faciès du Massif de Ploumanac'h.

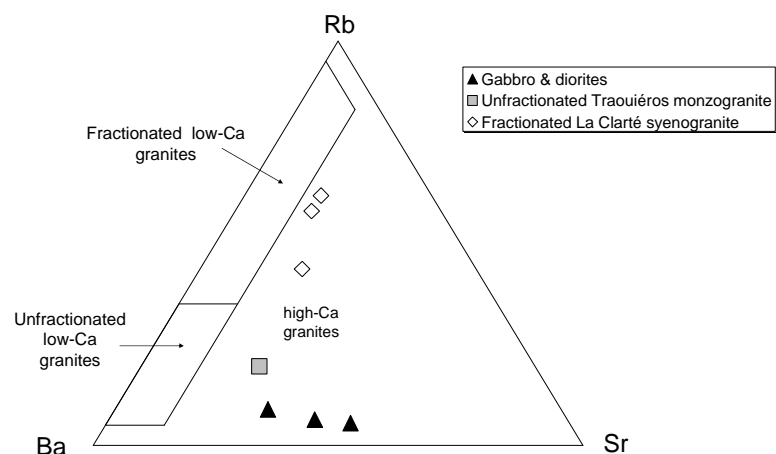


Figure 37. La syénogranite de La Clarté résulte d'un processus de fractionnement de feldspaths contrairement aux autres roches magmatiques métalumineuses de Ploumanac'h.

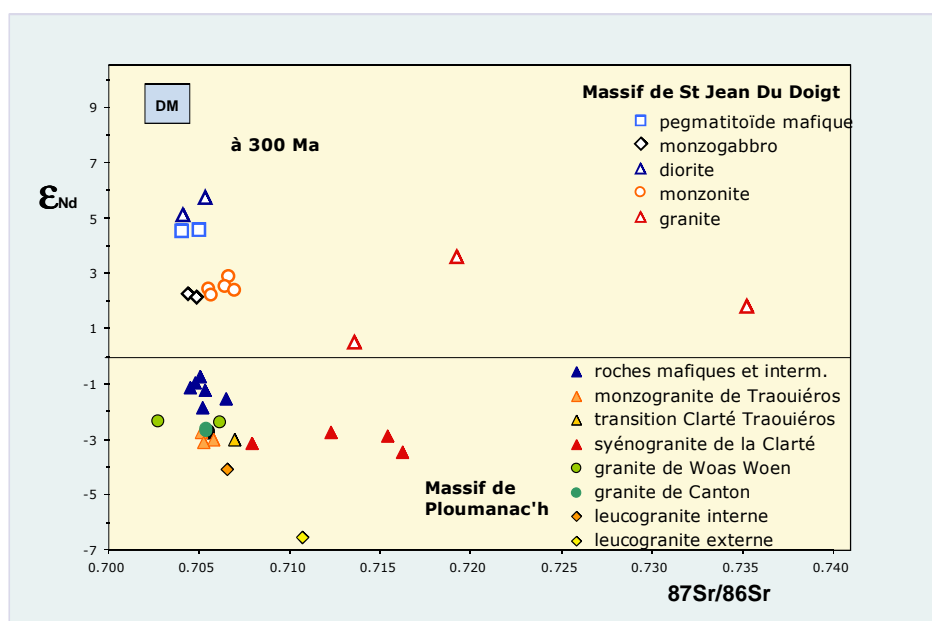


Figure 38. Compositions isotopiques du Sr et du Nd des massifs de Ploumanac'h et de St Jean du Doigt. Données inédites, d'après Charreteur, 2006.

#### **4<sup>ème</sup> association : Les granites à biotite et cordiérite et les roches intermédiaires associées.**

Quatre grands massifs de granites à cordiérite affleurent dans le Massif Armoricaïn (de la cordiérite apparaît aussi, mais exceptionnellement, dans l'association, très différente des leucogranites à deux micas).

Ces massifs ont en effet des caractéristiques particulières: (1) ce sont des massifs de relativement haute température, nettement intrusifs et induisant généralement du métamorphisme de contact, (2) les faciès communs sont toujours porphyroïdes avec de très gros mégacristaux de feldspath potassique, (3) ils ont, ou ont eu, de la cordiérite en quantité significative, (4) ils forment généralement des massifs composites en association avec d'une part des leucogranites à 2 micas et d'autre part des roches de composition intermédiaire (généralement des monzodiorites) en enclaves ou en masses parfois importantes. On observe souvent des mélanges et surtout du mingling entre ces granites à cordiérite et les monzodiorites et entre ces granites et les leucogranites.

Tous les faciès de ces massifs ne contiennent pas de la cordiérite. Les faciès les plus primitifs, les moins siliceux, riches en biotite ont des rapports A/CNK insuffisants pour permettre l'apparition de cordiérite. Après que la cordiérite ait cristallisé, à température descendante peut se produire la réaction périclétique :

Cordiérite + liquide  $\Rightarrow$  andalousite + biotite

Et à plus basse température une autre réaction périclétique peut avoir lieu:

Andalousite + liquide  $\Rightarrow$  muscovite + quartz

Il s'ensuit que la cordiérite ne se retrouve plus qu'à l'état de reliques dans les faciès à andalousite et a fortiori dans les faciès à muscovite.

Une telle évolution est bien illustrée dans le massif de Huelgoat où les "isogrades" correspondant à ces deux réactions ont été cartographiés (Fig. 42).

Une évolution analogue existe à Brignogan où il devient difficile de retrouver des reliques de cordiérite et d'andalousite en bordure externe du massif.

Les quatre massifs bretons sont, du Nord au Sud, les massifs de Brignogan, de Huelgoat, de Rostrenen et de Sainte Anne d'Auray (Fig. 1). Leur âge est compris entre 340 et 330 Ma à Huelgoat et Rostrenen, 310 Ma à Sainte Anne d'Auray et 300 Ma à Brignogan. On notera qu'ils font intrusion dans des contextes extrêmement différents : Le Léon dans la Zone Nord-Armoricaine peu affectée par l'orogénèse varisque pour Brignogan, la Zone Centrale Armoricaïne, peu épaissie pour Huelgoat et Rostrenen, la Zone Sud-Armoricaine, zone interne de la chaîne, pour Sainte Anne d'Auray. Dans le cas d'Huelgoat (Fig. 43, Souadi, 1989) et de Rostrenen (Hanmer et Vignerresse, 1980) il est démontré que ces massifs sont syntectoniques.



Du point de vue pétrographique il s'agit de massifs constitués essentiellement par des monzogranites et des granites porphyroïdes à quartz, plagioclases zonés à cœur d'oligoclase ou d'andésine, mégacrists d'orthose perthitique, biotite, cordiérite parfois en grands cristaux automorphes (Fig. 39) et minéraux accessoires: apatite, zircon, Fe-Ti oxydes, monazite et xénotime. Vers la périphérie des massifs, lorsque la cordiérite devient instable, apparaissent l'andalousite ou la sillimanite, puis la muscovite. A ces faciès communs sont associés des granites à grain fin, des aplites, etc.

Ces granites à cordiérite se mettent en place avec des leucogranites relativement calciques (1 à 1.7 de CaO %). C'est le cas du granite de La Feuillée mis en place en même temps que Huelgoat. Ils sont aussi accompagnés d'autres magmas en particulier de composition intermédiaire. Le massif de Rostrenen fait ainsi intrusions en même temps que le stock de monzodiorite de Pléfauff. Ce dernier constitue un ensemble hétérogène comprenant des tonalites à clinopyroxène, hornblende et biotite, jusqu'à des granodiorites à biotite et hornblende et même des granodiorites à biotite seule. Le grain des toutes ces roches est fin à moyen. Le quartz est souvent présent, parfois sous forme d'ocelles couronnés de clinopyroxènes ou d'amphiboles, hérités des granites encaissants (mingling). Des xénocristaux de feldspaths potassiques sont aussi fréquents. Les minéraux accessoires sont la titanite, l'allanite, le zircon l'apatite et l'ilménite.

Du point de vue géochimique l'association des granites à cordiérite (et des monzodiorites) est constituée par des monzodiorites, des quartz-monzonites et des granodiorites d'une part et d'autre part par des monzogranites et des granites (Fig. 44). L'association est magnésienne (Fig. 45), les monzodiorites sont métalumineuses à peralumineuses par cristallisation et par mélange avec les magmas fortement peralumineux, et les granites à cordiérite sont bien sûr fortement peralumineux (Fig. 46). Toutes les roches sont essentiellement alcali-calciques (Fig. 47) et riches en potassium (Fig. 48). Les monzodiorites de Pléfauff appartiennent donc à une suite métalumineuse magnésio-potassique comme les roches équivalentes du massif de Plouaret. Les granites à cordiérite font partie d'une suite fortement peralumineuse et potassique mais aussi magnésienne.

Les spectres de REE présentent là encore un air de famille, que les roches soient intermédiaires ou acides (Fig. 49). Ils sont fortement fractionnés, en particulier en HREE ce qui implique l'existence de grenat au résidu de fusion des sources. L'anomalie négative en Eu est discrète. Les diagrammes multiélémentaires sont aussi très fractionnés avec des concentrations en LILE importantes et des métaux de transition bas dans les granites. Les anomalies négatives en Nb et Ta sont bien marquées quelles que soient les roches. Les anomalies négatives en Ba et Sr sont discrètes (= faible fractionnement des feldspaths). L'anomalie négative en P est absente ce qui est une caractéristique générale des granites fortement peralumineux.

Les rares données isotopiques en Sr, Nd et O indiquent une forte participation crustale pour toutes les roches y compris les monzodiorites, mais aussi une participation juvénile (Tab. 1).

Massif de Rostrenen	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	TDm Nd	$\delta^{18}\text{O}$
(d'après Euzen, 1993)	à 340 Ma	à 340 Ma	en Ma	
Granite porphyroïde	0.7061	-3 à -4	1234 à 1277	11 à 12
Monzodiorite de Plélauff	0.7054 à 0.7062	-2 à -3	1169 à 1291	9 à 12

Tableau 1. Données isotopiques sur le granite de Rostrenen et la monzodiorite de Plélauff.

En conclusion, les granites à cordiérite varisques sont relativement discrets dans le Massif Armoricaïn alors qu'ils sont largement majoritaires dans la Péninsule Ibérique par exemple. Ils sont présents dans les trois domaines du segment varisque armoricaïn, témoignant d'une même source fertile présente dans la lithosphère de ces trois domaines. Ce sont des constituants majeurs de massifs complexes, où ils sont associés d'une part à des leucogranites très majoritairement crustaux et d'autre part à des roches intermédiaires alcali-calciques et magnésio-potassiques. Ces granites à cordiérite sont les frères jumeaux des S-type granites australiens. Mais dans le cas de la chaîne varisque d'Europe ces granites S ne sont pas de purs produits de fusion de sédiments pélitiques, ils sont au moins en partie mélangés ou contaminés par des magmas alcali-calciques juvéniles. Ces granites sont produits à relativement haute température puisque leurs magmas sont capables de cristalliser ensemble de la cordiérite et du feldspath potassique. Cela veut dire que les sources métasédimentaires en grande partie à leur origine ont du être soumises à des conditions de fusion nettement plus profondes que l'isograde de destruction de la biotite et, compte tenu de la composition parfois granodioritique des faciès les plus primitifs, cela veut dire aussi qu'ils doivent correspondre à des taux de fusion élevés de ces sources.



Figure 39. Granite à biotite et grandes cordiérites de Huelgoat.



Figure 40. Granite porphyroïde de Rostrenen avec enclave microgrenue sombre.



Figure 41. Quartz-monzodiorite à biotite et amphibole de Plélauff.



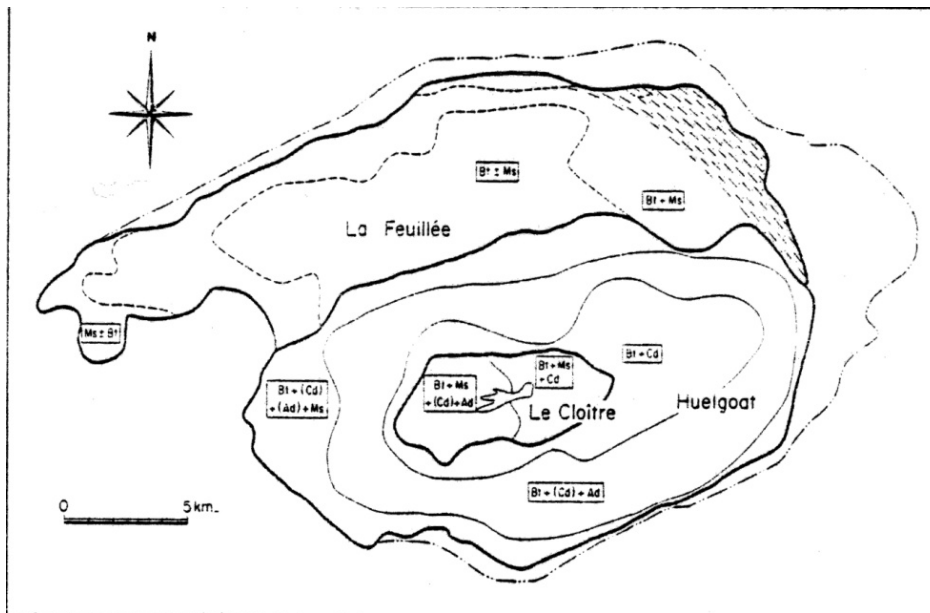


Figure 42. Succession des associations (1) à Bt + Crd, (2) à Bt + (Crd) + And et (3) à Bt + (Crd) + (And) + Ms du centre vers la périphérie du massif d'Huelgoat (Georget, 1986).

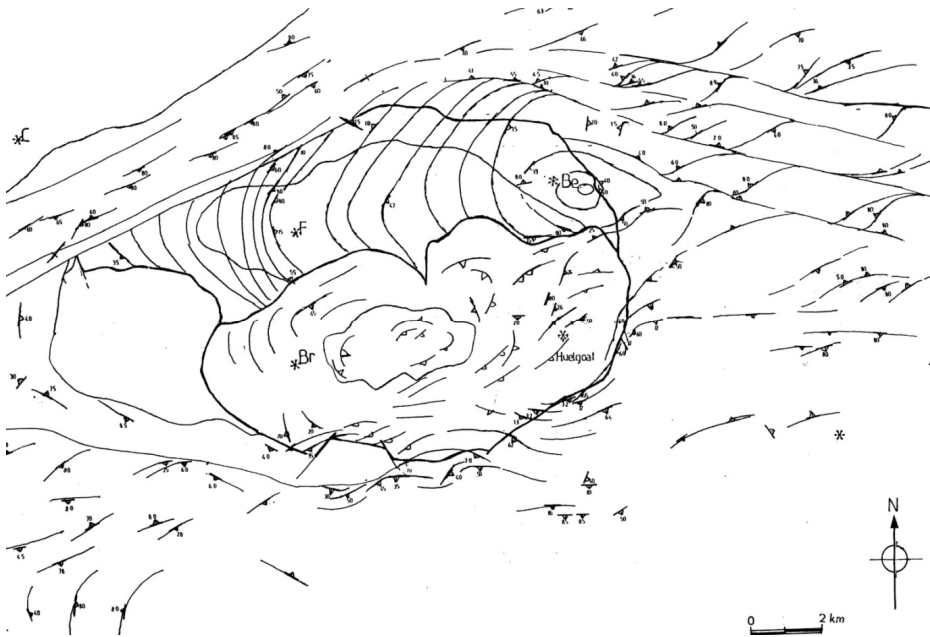


Figure 43. Trajectoires de la schistosité dans les granites de Huelgoat, de la Feuillée et de leur encaissant (Souadi, 1989).

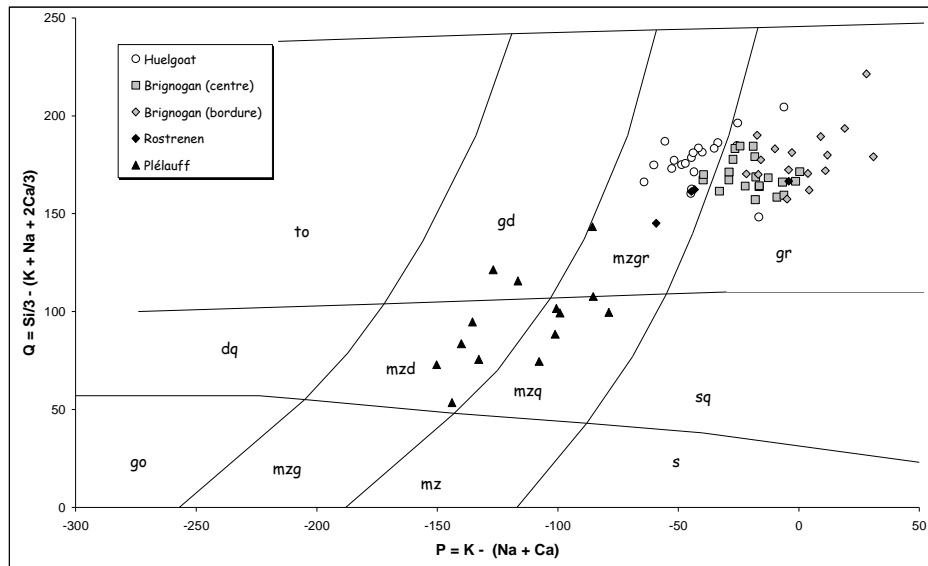


Figure 44. Nomenclature des granites à cordiérite et des monzodiorites de Plélauff.

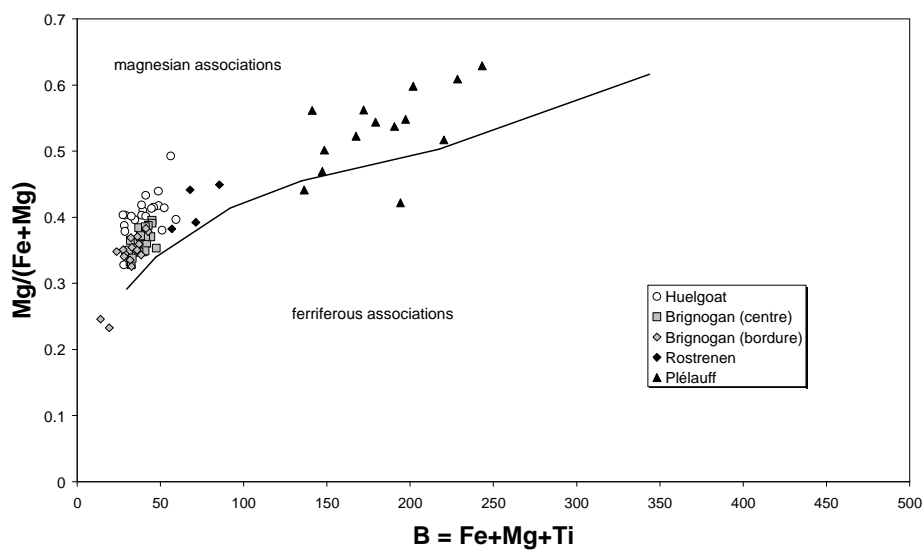


Figure 45. Les granites à cordiérite et les monzodiorites de Plélauff sont magnésiens.

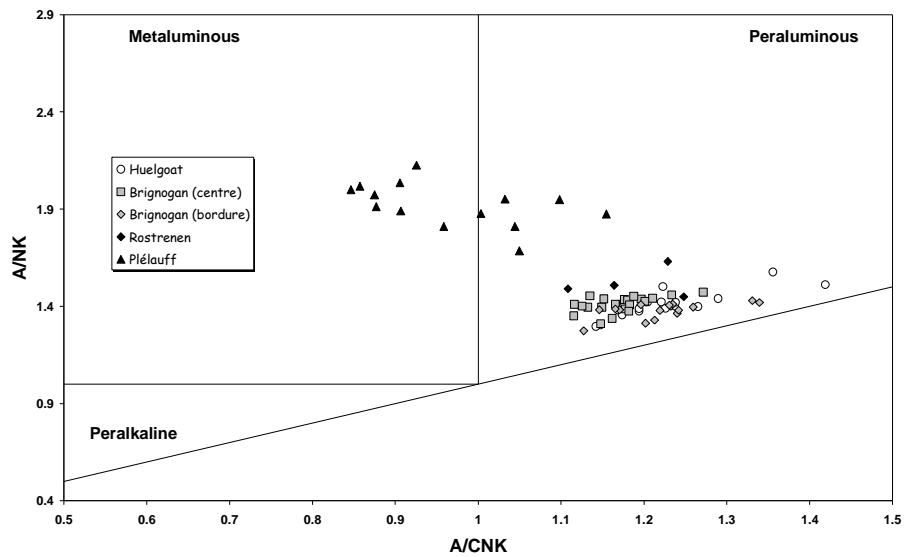


Figure 46. Les granites à cordiérite sont toujours fortement peralumineux alors que les monzodiorites sont à l'origine métalumineuses et deviennent peralumineuses par cristallisation fractionnée et par mélange avec les granites à cordiérite.

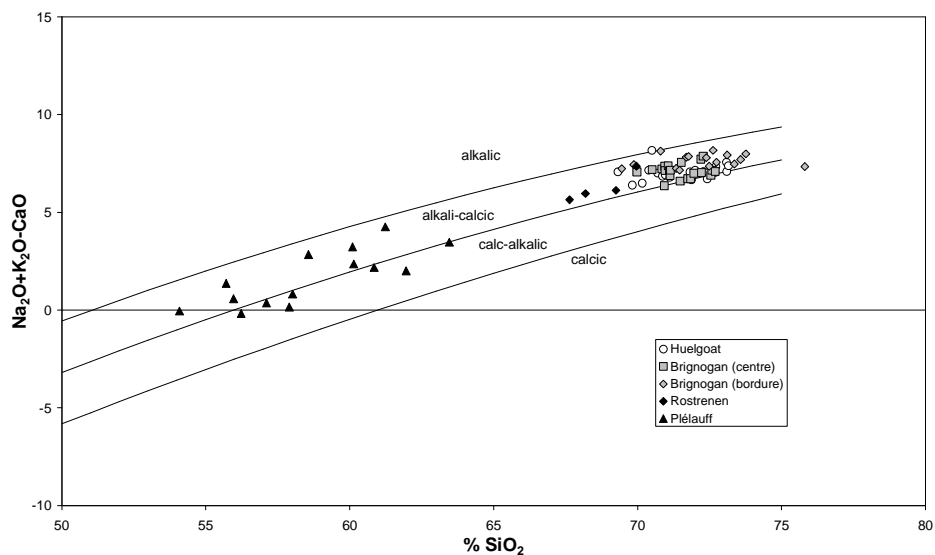


Figure 47. Les monzodiorites de Plélauff, de même que les granites à cordiérite sont alcali-calciques.

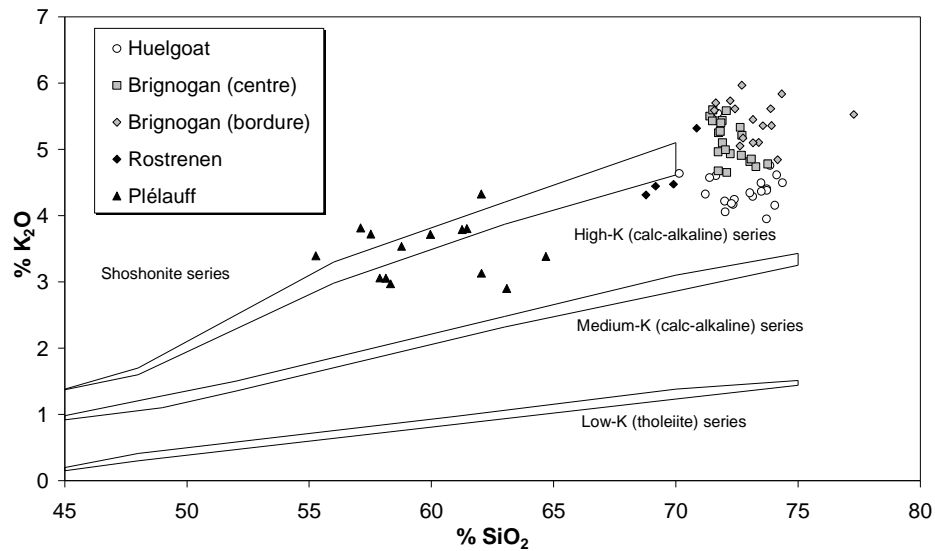


Figure 48. Les monzodiorites de Plélauff et les granites à cordiérite sont riches en potassium.

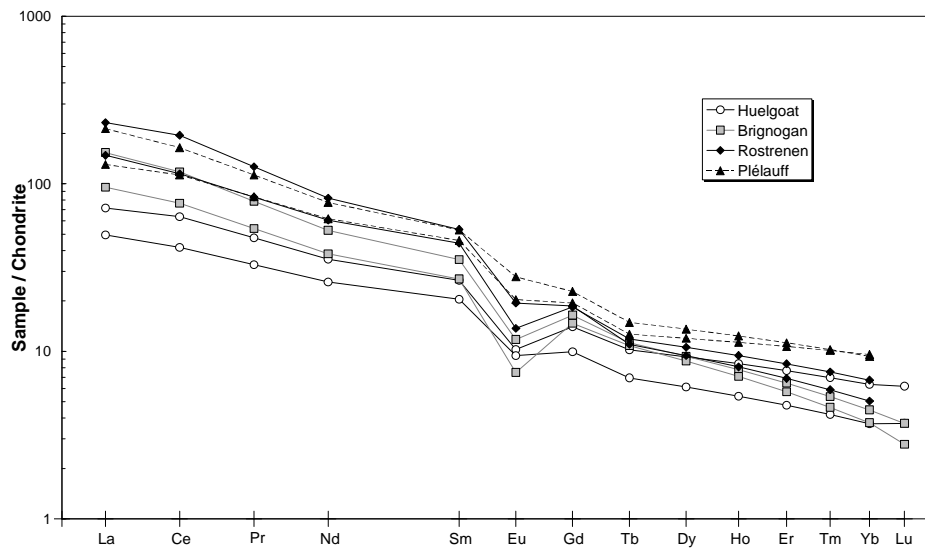


Figure 49. Spectres de REE normés aux chondrites ordinaires d'une sélection représentative des granites à cordiérite et des monzodiorites de Plélauff.

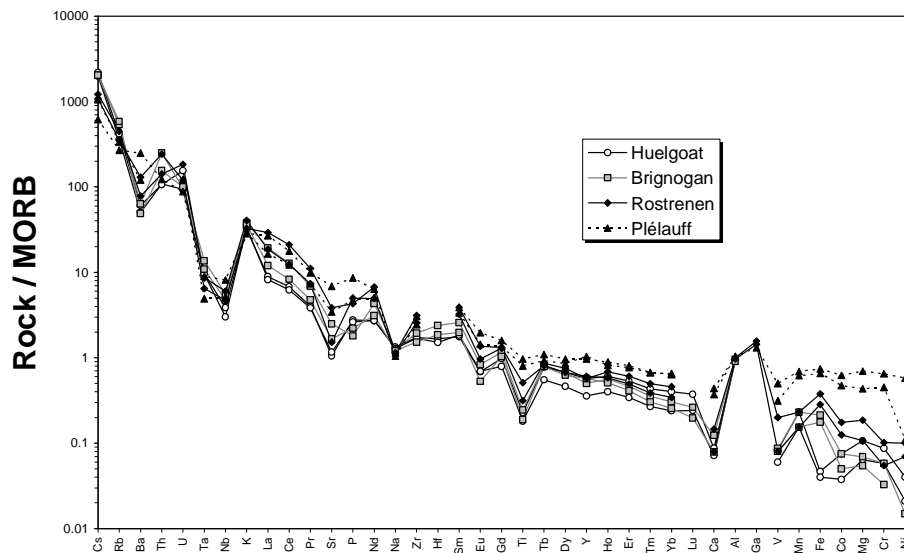


Figure 50. Diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB, des granites à cordiérite et des monzodiorites de Plélauff.

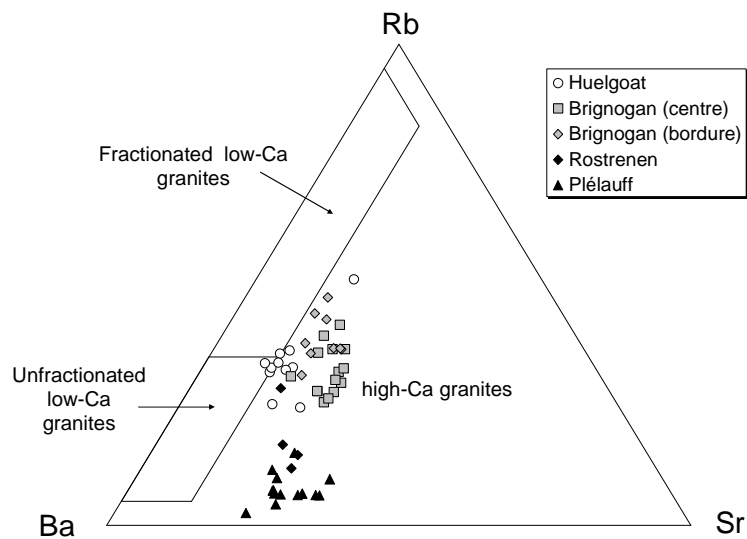


Figure 51. Une partie des échantillons d'Huelgoat et de Brignogan correspondent à des magmas ayant subi une cristallisation fractionnée de feldspaths, d'après leur position dans le système Rb-Sr-Ba.



## **5<sup>ème</sup> association : les leucogranites à deux micas**

Les leucogranites à 2 micas sont très répandus dans la Chaîne Varisque. Leur production maximale s'effectue au cœur la Virgation Ibéro-Armoricaine et c'est pour cela qu'ils sont les granites les plus abondants du Massif Armoricain.

Dans le Massif Armoricain quelques massifs mineurs affleurent dans les zones Nord- et Centre-Armoricaine, mais c'est dans la Zone Sud-Armoricaine, c'est-à-dire dans la zone varisque la plus interne, qu'ils sont les plus abondants (Fig. 1).

Dans la Zone Sud-Armoricaine la distribution de ces granites est relativement complexe.

(1) du Nord au Sud l'âge de mise en place des granites diminue depuis environ 340 Ma au Nord à environ 300 Ma au Sud (Fig. 57).

(2) les leucogranites sont tous syntectoniques. Ceux à environ 340 Ma se mettent en place pendant la déformation cisailante et le métamorphisme régional qui affecte la Zone Centrale Armoricaine (Fig. 54) alors que ceux à environ 300 Ma se mettent en place à la faveur d'une zone cisailante extensive développée en Bretagne Sud (Fig. 55 & 56) elle aussi accompagnée de métamorphisme régional.

Les massifs de leucogranites se mettent généralement en place dans des zones affectées par le métamorphisme de faciès amphibolite. On considère pour cette raison que ce sont souvent des massifs para-autochtones dont les magmas ont un faible pouvoir ascensionnel parce qu'ils sont humides. On considère aussi qu'ils commencent à être produits lorsque les conditions de destruction des muscovites sont atteintes dans des métasédiments fertiles, c'est-à-dire capables de produire des liquides proches des compositions eutectiques. Dans le cas de granites à cordiérite, au contraire, il faut attendre le domaine de destruction de la biotite pour que les magmas commencent à être produits.

Du point de vue pétrographique les variétés de leucogranites sont nombreuses selon que la biotite est plus abondante que la muscovite ou l'inverse et selon les textures. En gros on définit (1) des granites porphyroïdes dont la taille des mégacristaux de feldspath potassique, qui peut atteindre quelques cm, est généralement nettement plus petite que celle des granites à cordiérite (fig. 52), (2) des granites à gros grain, (3) des granites à grain moyen (Figure 53) et (4) des granites à grain fin. A ces granites sont associés de nombreuses variétés d'aplitites et de pegmatites. En général le rapport Bt/Ms diminue de (1) à (3) de même que la basicité des plagioclases qui passe de l'oligoclase à l'albite. Tous ces granites sont constitués de quartz, plagioclase et feldspath potassique en gros en proportions équivalentes, de biotite et muscovite, parfois de muscovite seule. D'autres minéraux fréquents sont les silicates d'alumine, sillimanite et/ou andalousite, très rarement de la cordiérite peut aussi apparaître. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'apatite, la monazite, le zircon et l'ilménite, ces deux derniers en très faibles proportions.

Les faciès aplitiques et pegmatitiques peuvent renfermer du grenat, de la tourmaline de la fluorite, du béryl, de la biotite verte, etc. Il existe aussi des faciès résultant de processus orthomagmatiques ou hydrothermaux, en particulier des fractionnements de démixtion fluides-magmas, aboutissant à des "granites à éléments rares" caractérisés par la présence de topaze, albite pure, amblygonite, lépidolite, cassitérite, columbo-tantalite, parisite, etc.

Les leucogranites à 2 micas ne sont pas associés habituellement à des magmas basiques et ne renferment pas d'enclaves microgrenues sombres. En revanche ils participent aussi à des massifs composites avec les granites à cordiérite, les granites Mg-K et les granites rouges. Les massifs strictement leucogranitiques sont généralement hétérogènes, constitués par des injections de divers leucogranites de texture et composition légèrement différentes. Ils peuvent renfermer des filons et des enclaves de composition à la limite entre roches intermédiaires et acides.

Du point de vue géochimique ce sont des monzogranites ou des granites (Fig. 58), ils sont magnésiens (Fig. 59), fortement peralumineux (Fig. 60), alcali-calciques (Figure 61) et riches en potassium (Fig. 62).

Les spectres de REE des faciès les plus primitifs sont bien fractionnés, en particulier les HREE qui indiquent la présence de grenat et probablement de zircon dans le résidu de fusion de la source. Ce résidu devait comporter aussi du plagioclase étant donné l'omniprésence d'anomalies négatives en Eu dans ces faciès (Fig. 63 & 64). Les faciès ayant fractionné du feldspath et des minéraux accessoires montrent des spectres plus plats en REE<sup>3+</sup> et de fortes anomalies négatives en Eu (Fig. 63).

Les diagrammes multiélémentaires normés au N-MORB sont par beaucoup de cotés extraordinaires, comparés aux autres types de granites.

Ils sont par exemple très fractionnés, avec des LILE très élevés et de métaux de transition très bas (Fig. 65 & 66). D'autres caractéristiques sont l'absence d'anomalie en P, les fortes anomalies en Al et Ga associées à la forte sursaturation en Al, les rapports Th/U anormaux, généralement nettement en dessous du rapport chondritique et les importantes concentrations en fluor, atteignant souvent plusieurs milliers de ppm. Les autres caractéristiques sont les anomalies négatives en Ba, Sr et Eu fortes témoignant, avec le ternaire Rb-Sr-Ba (Fig 67), de la nature fractionnée de la majorité des leucogranites et les classiques anomalies négatives en Nb et Ta. La richesse en F et la pauvreté en Zr sont en accord avec leur production à basse température.

Avec des  $\varepsilon_{Nd}$  très généralement négatifs, des strontiums initiaux et des  $\delta^{18}O$  élevés (Tab. 2) les leucogranites apparaissent d'origine crustale et de fait ils sont considérés comme correspondant aux seuls granites d'origine crustale pure. On notera (Tab. 2) que du N au S, la maturité crustale des sources croît, probablement due au caractère plus ancien et moins juvénile des sources métasédimentaires.

En conclusion, les principaux leucogranites à deux micas Armoricaux, ceux qui affleurent dans le Sud du Massif Armoricaux, sont engendrés entre

340 et 300 Ma en relations avec les épisodes tectoniques et métamorphiques importants, postérieurs à la collision. Ces granites sont considérés comme de purs produits de fusion de métasédiments. Ce sont des granites proches des compositions eutectiques, produits à basse température et correspondant donc à des taux de fusion faibles de métasédiments fertiles. Ces massifs considérés comme para-autochtones sont hétérogènes dans les affleurements et on a souvent dit que leurs magmas n'ont jamais dû séjourner dans des chambres magmatiques où ils auraient pu être brassés et homogénéisés. L'observation nouvelle que beaucoup de ces leucogranites résultent en partie d'une étape de cristallisation fractionnée de feldspaths oblige à nuancer et à préciser ces interprétations.



Figure 52. Granite à 2 micas à gros grain à petits phénocristaux de Kfs de Malguénac.





Figure 53. Granite à 2 micas à grain moyen sans phénocristaux nettement exprimés de Guéhenno.

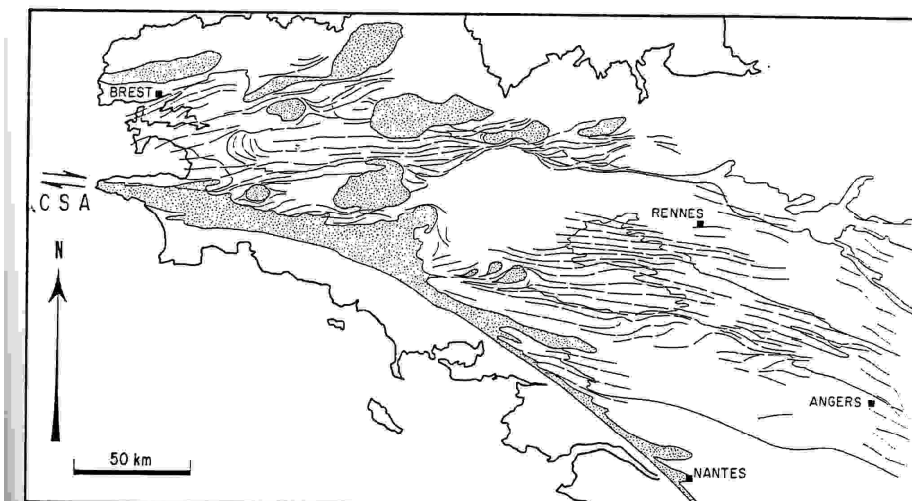


Fig.34 - Carte des trajectoires de schistosité dans le Domaine médio-armoricain. Granites carbonifères syntectoniques en grisé, limite Briovérien-Paléozoïque esquissée, CSA cisaillement sud-armoricain (compilation d'après LE CORRE, 1978 ; HANMEUR *et al.*, 1982 ; BARBOTIN, 1987). Strain trajectories (slaty cleavage) in the Mid-Armorican Domain with Carboniferous syntectonic granites (dots) and Brioverian-Paleozoic boundaries. CSA south armorican shear zone (compilation of data from LE CORRE, 1978 ; HANMEUR *et al.*, 1982 ; BARBOTIN, 1987)

Figure 54. D'après Le Corre *et al.*, 1991.

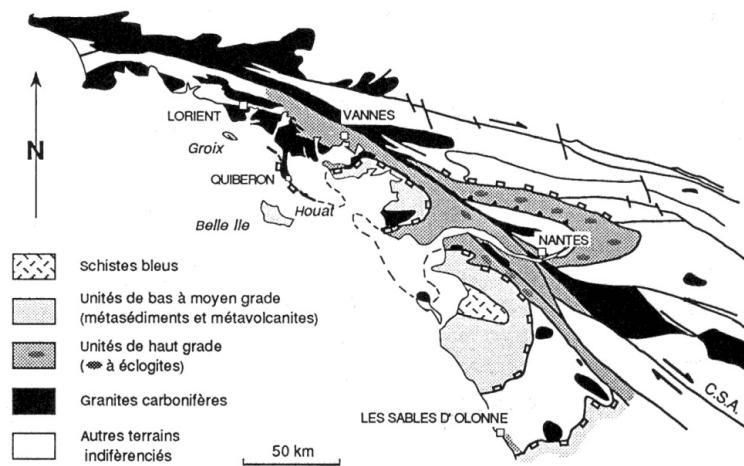


Fig. 1. — Carte géologique simplifiée de la Bretagne méridionale. Le contact entre micaschistes et porphyroïdes et unités sous-jacentes est interprété comme une zone de cisaillement extensive. CSA, Cisaillement sud-armoricain.

Fig. 1. — Simplified geological map of South Brittany. Contact between migmatitic units and overlying lower-grade units is interpreted as an extensional fault zone. CSA, South Armorican Shear Zone.

Figure 55. D'après Gapais et al., 1993. Les "granites carbonifères" sont les leucogranites.

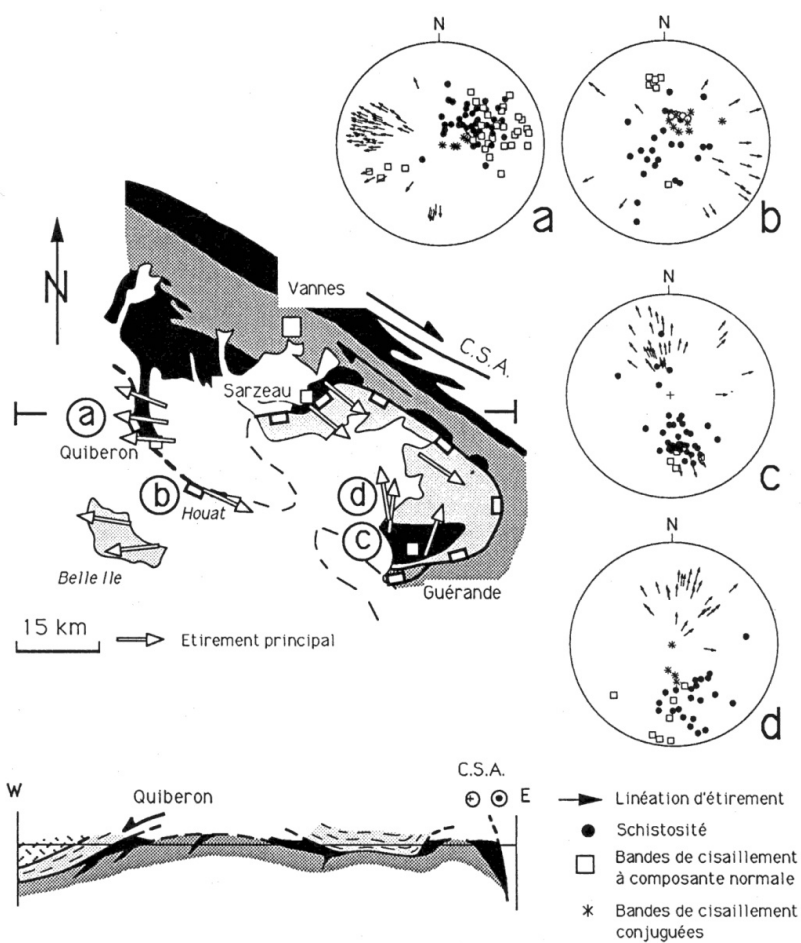


Fig. 2. — Données structurales et coupe schématique de la région de Quiberon et du golf du Morbihan (voir fig. 1 pour localisation et lithologies). Les directions moyennes d'étirement reportées sur la carte sont déduites de ce travail (Quiberon, Houat et Guérande), Bouchez *et al.* (1981) (Guérande), et Audren (1987) (Sarzeau, nord Guérande et Belle-Ile); a, b, c, d, localisent les stéréogrammes (projection de Schmidt, hémisphère inférieur).

Fig. 2. — Structural data and schematic section across the Quiberon area (see fig. 1 for location and lithologies). Mean stretching directions shown on map are deduced from this work (Quiberon, Houat and Guérande), Bouchez *et al.* (1981) (Guérande), and Audren (1987) (Sarzeau, North Guérande and Belle-Ile); a, b, c, d are locations of stereograms (equal-area, lower hemisphere).

Figure 56. D'après Gapais *et al.*, 1993. En noir les leucogranites mis en place au cours de l'épisode extensif.

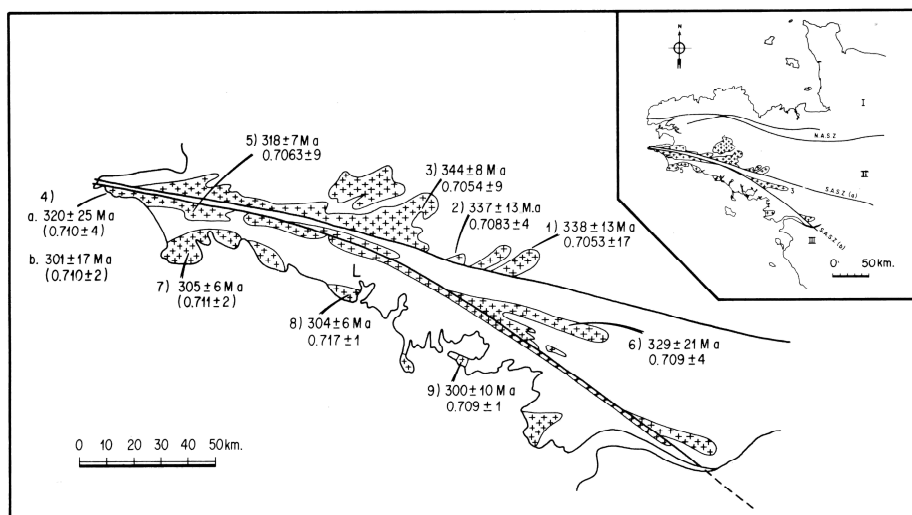


Fig. 1. Sketch map showing distribution of major structural units in Brittany (inset) and outcrop pattern of South Brittany leucogranite massifs (after Cogné [21]). Key (inset): *I* = Northern Domain, *II* = Central Domain, *III* = Southern Domain; *N.A.S.Z.* = North Armoricain Shear Zone, *S.A.S.Z.* = South Armoricain Shear Zone, (a) northern branch, (b) southern branch. Rb-Sr whole rock isochron ages and initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are indicated for each studied massif (date from Peucat and Jégouzo [39]). *Northern Belt massifs*: (1) Lizio granite; (2) Bignan granite; (3) Pontivy-Rostrenen granite. *Central Belt massifs*: (4a) Pointe du Raz granite; (5) Pluguffan-Landudec (Quimper) granite; (6) Questembert granite. *Southern Belt massifs*: (4b) late-stage Pointe du Raz granite; (7) Pont L'Abbé granite; (8) Ploemeur granite; (9) Sarzeau granite.

Figure 57. Décroissance de l'âge Rb-Sr des leucogranites du Nord vers le Sud et croissance des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux. D'après Bernard-Griffiths et al., 1985.

Leucogranites & position	Age isochrone	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	TDm Nd	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\delta^{18}\text{O}$
/cisaillement sud armoricain	Rb-Sr en MA	initial	initial	en Ma	(moyennes)	(moyennes)	(moyennes)	
(d'après Peucat et al, 1979, Bernard-Griffiths et al., 1985 & Euzen, 1993)								
Branche nord								
1) Lizio	338 ± 13	0.7053 ± 17						12
2) Bignan	337 ± 13	0.7083 ± 4						
3) Pontivy	344 ± 8	0.7054 ± 9	+2 à -4	632 à 1809	38.229	15.622	18.315	11 à 14
Branche centrale								
4) Questembert	329 ± 21	0.7090 ± 40	-5	789	38.360	15.661	18.399	11 à 12
5) Pluguffan-Landudec	318 ± 7	0.7063 ± 9	-5 à -8	1205 à 1491				11 à 12
6) Pointe du Raz	320 ± 25	0.7100 ± 40						
Branche sud								
7) Sarzeau	300 ± 10	0.7090 ± 10						
8) Ploemeur	304 ± 6	0.7170 ± 10	-6	1486	38.480	15.704	18.437	11 à 13
9) Pont L'Abbé	305 ± 6	0.7100 ± 20	-7	1473	38.318	15.643	18.405	12

Tableau 2. Caractéristiques isotopiques des leucogranites à 2 micras.

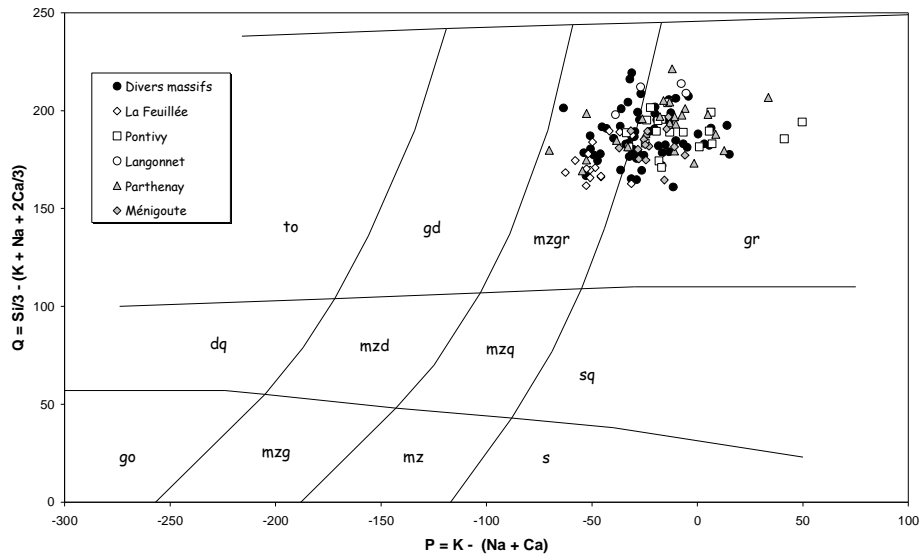


Fig.58. Diagramme de nomenclature. Les leucogranites à 2 micas se répartissent entre les monzogranites et les (syéno)granites. Les massifs sur lesquels on dispose des analyses d'éléments majeurs étant très nombreux, seuls les noms de quelques uns ont été signalés.

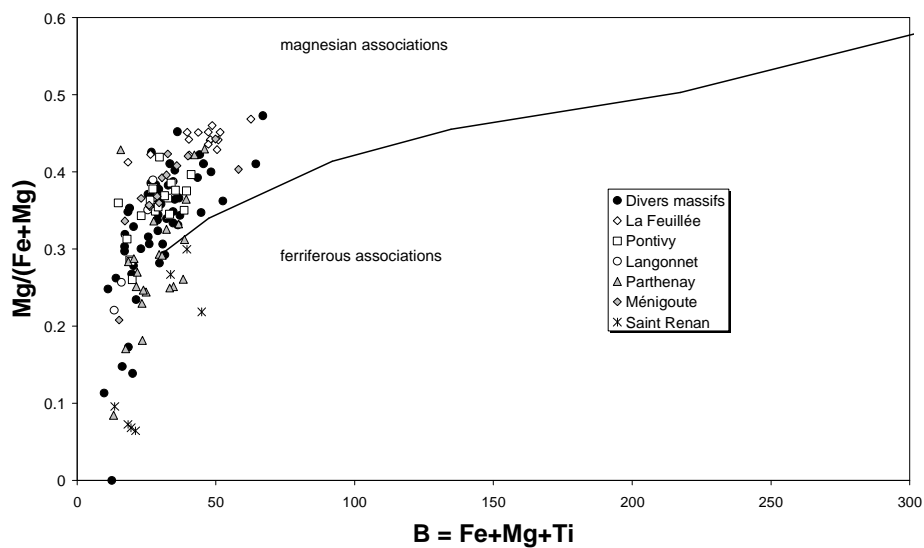


Fig. 59. Diagramme de discrimination entre associations ferrifères et associations magnésiennes. Les leucogranites à 2 micas non fractionnés sont nettement magnésiens.



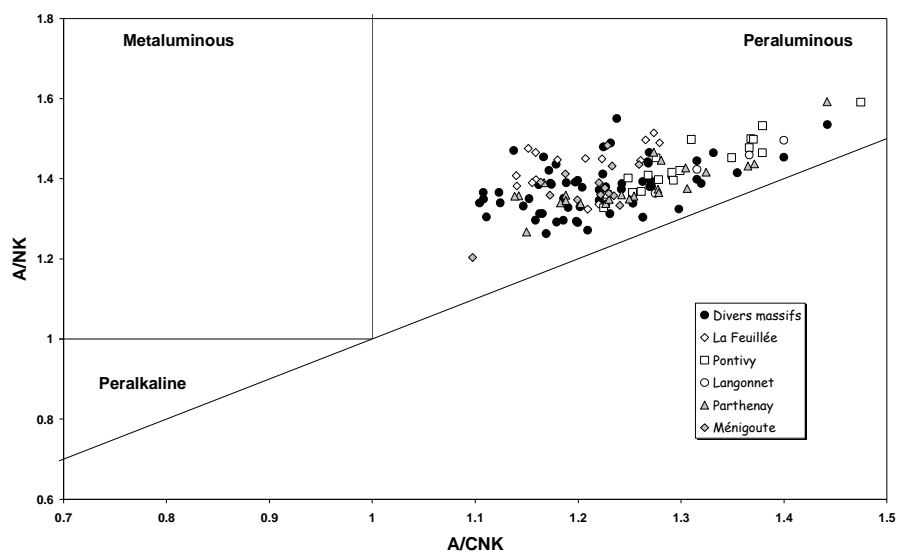


Fig. 60. Les leucogranites à 2 micas sont strictement fortement peralumineux. Ils fractionnent suivant des lignes en gros parallèles à la diagonale et dont l'écart à cette diagonale augmente avec la concentration en CaO.

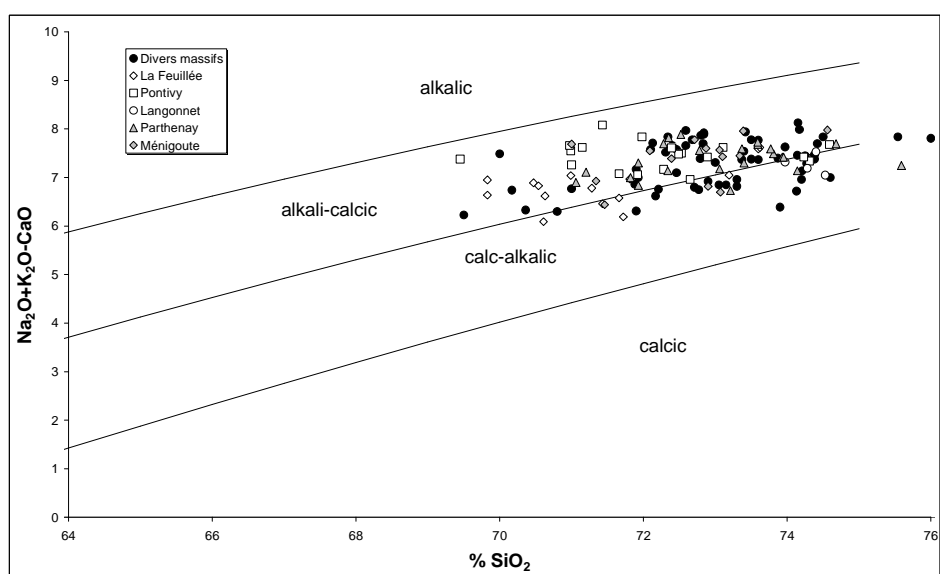


Fig. 61. Les leucogranites à deux micas non fractionnés sont alkali-calciques.

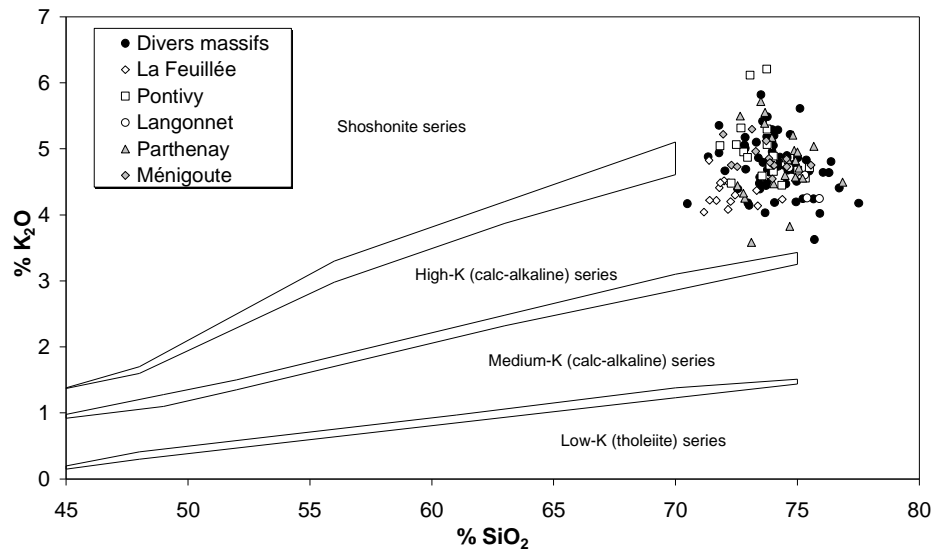


Fig. 62. Les leucogranites à deux micas se distribuent dans le champ High-K.

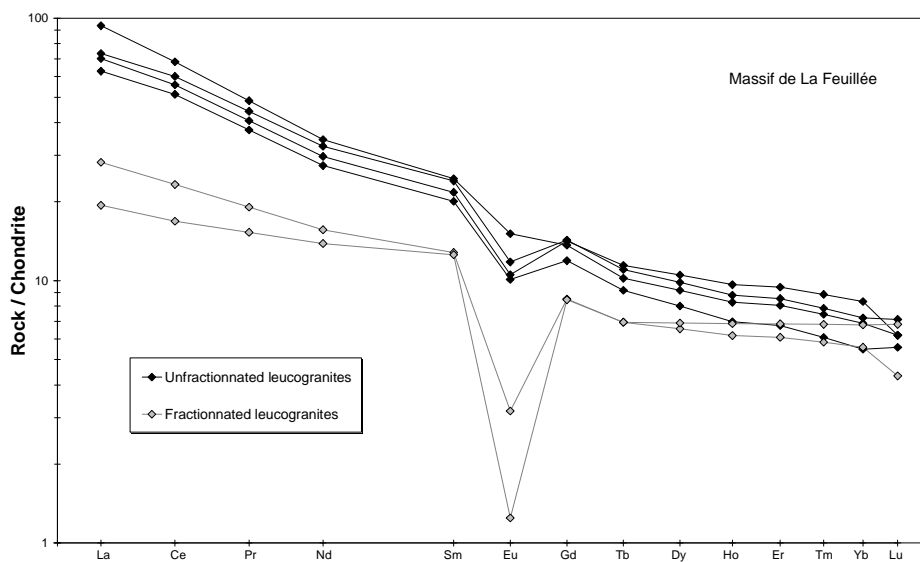


Fig. 63. Exemple de spectres de REE dans des leucogranites à 2 micas. Lorsque les granites, non fractionnés au départ, fractionnent des feldspaths et des minéraux accessoires comme la monazite, les concentrations des REE diminuent, les REE<sup>3+</sup> s'aplatissent et Eu/Eu\* diminue.

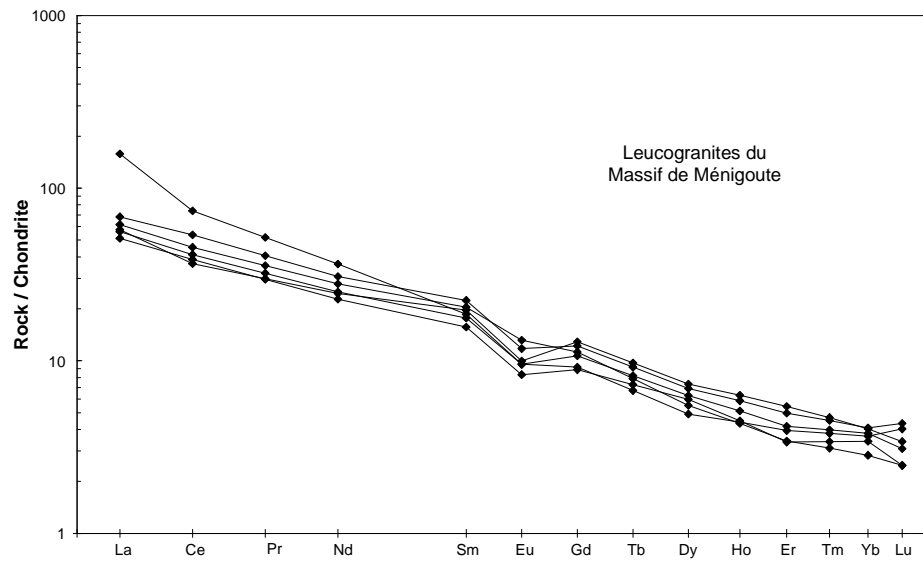


Fig. 64. Autre exemple. Le fractionnement des HREE indique la présence de grenat et, dans une moindre mesure de zircon, au résidu de fusion de la source.

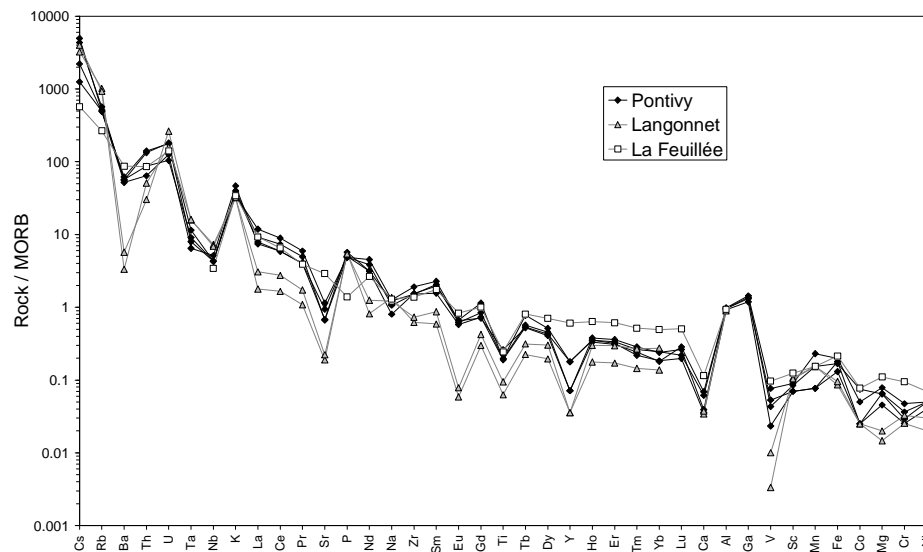


Fig. 65. Diagrammes multiélémentaires normés au MORB de leucogranites de Bretagne centrale.

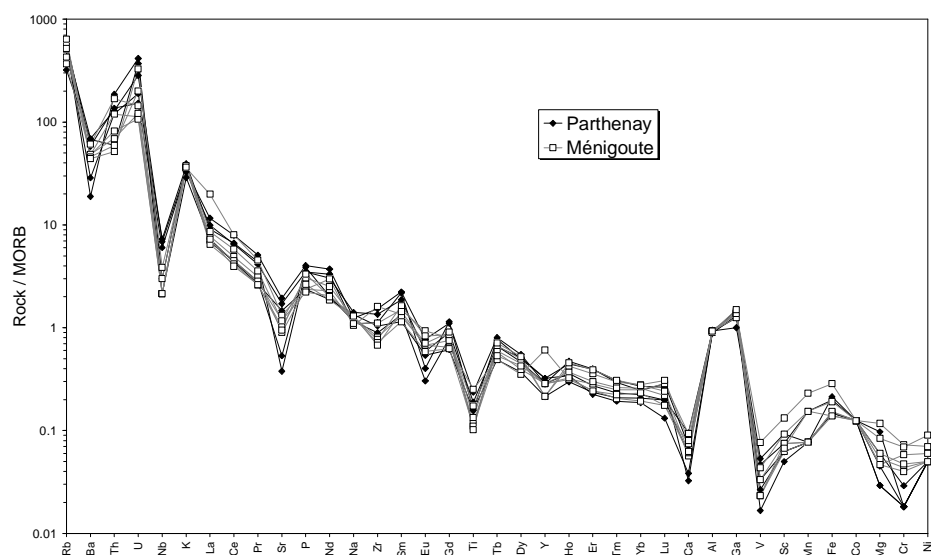


Fig 66. Diagrammes multiélémentaires normés au MORB de leucogranites de Vendée.

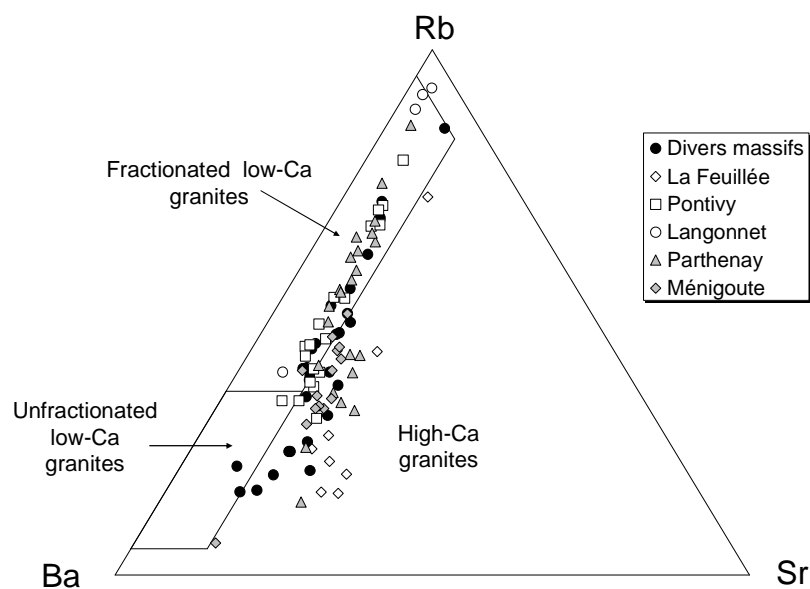


Fig. 67. Les leucogranites les moins fractionnés sont relativement calciques (riches en Sr). On notera qu'une grande partie des leucogranites analysés se situe dans le champ des granites fractionnés (= résultant d'une cristallisation fractionnée de feldspaths).

## Conclusion générale

Les granites varisques du Massif Armoricaïn se répartissent en 5 associations de nature différente.

1) Une association calco-alkaline allant des gabbros aux granites à Bt et Hbl, de composition orogénique, issue de la fusion d'un manteau enrichi par la subduction. Ces granitoïdes sont localisés en Vendée. Ils ont autour de 370 Ma, et constituent le prolongement de la ligne tonalitique limousine. Leur production en contexte post-collision reste à préciser.

2) Une association magnésio-potassique, alcali-calcique et métalumineuse, comprenant des roches basiques à intermédiaires d'une part et des monzogranites porphyroïdes à Bt et  $\pm$  Hbl d'autre part. L'association peut être d'origine entièrement mantellique, mais des processus de contamination et de mélange avec des magmas crustaux contemporains sont probables. Les massifs de cette association sont intrusifs le long du Cisaillement Nord-Armoricaïn. Ils sont contemporains de la déformation cisailante régionale et leur âge est compris entre 340 et 300 Ma. Là encore le contexte géodynamique de leur production à partir d'une source mantellique reste à préciser.

3) Une association ferro-potassique alcaline à alcali-calcique et métalumineuse, comprenant des roches basiques à intermédiaires et principalement des monzogranites et des syénogranites à Bt et  $\pm$  Hbl. Les analyses isotopiques sont en faveur de roches basiques mantelliques contaminées et de granites crustaux I-type hybridisés avec du matériel mantellique. Les massifs de cette association des Granites Rouges forment un chapelet d'intrusions de direction "cadomienne", ils sont datés à 300 Ma. Ils se mettent en place au cours d'une déformation régionale discrète et leur contexte géodynamique de production reste énigmatique.

4) Une association magnésio-potassique alcali-calcique fortement peralumineuse, comprenant d'une part des monzodiorites d'origine mantellique et d'autre part des monzogranites et des granites à Bt-Crd résultant pour l'essentiel de la fusion de sources métasédimentaires, avec des taux de fusion élevés. On observe souvent des processus de mélange entre les monzodiorites et les granites. Les âges de mise en place varient entre 340 et 300 Ma et les quatre massifs de ce type identifiés dans le Massif Armoricaïn sont produits dans des contextes géodynamiques différents.

5) Une association leucogranitique magnésio-potassique, alcali-calcique et fortement peralumineuse constituée par des leucogranites à deux micas de texture et de mode variables. L'âge des massifs varie entre 340 et 300 Ma, ils se mettent en place principalement au cours des deux grands épisodes tectono-métamorphiques qui affectent le Sud du Massif Armoricaïn : le premier, compressif, cisailant, vers 340 Ma, connu dans la Zone Centrale Armoricaïne et le second, extensif, vers 300 Ma, connu en Sud Bretagne et Vendée. Ils sont produits par fusion de métasédiments avec des taux de fusion faibles, probablement en relation avec des processus de relaxation thermique.

L'écrasante majorité des granitoïdes varisques armoricains résulte de recyclage de sources métasédimentaires situées à divers niveaux de la croûte continentale et de sources ignées situées à la base de la croûte. Cependant, les granites calco-alcalins, en partie les granites magnésio-potassiques et diverses variétés de roches basiques et intermédiaires sont d'origine mantellique et donc un apport juvénile existe.

Un aspect intéressant des granites armoricains est qu'ils constituent souvent des massifs composites, formés de magmas de nature et d'origine très différents mis en place en même temps.

Enfin, la répartition des différentes associations renseigne sur certains aspects de la composition de la lithosphère : les granites à composante crustale unique ou dominante (leucogranites et granites à cordiérite) sont présents dans les trois domaines du Massif Armoricaire. La Zone Nord-Armoricaine, la Zone Centre-Armoricaine et la Zone Sud-Armoricaine renferment les mêmes sources fertiles métasédimentaires à l'origine de ces granites. Les associations calco-alcaline, magnésio-potassique et ferro-potassique avec des roches basiques et intermédiaires mantelliques ou à forte composante mantellique au contraire n'affleurent que dans une seule zone. Zone Nord-Armoricaine pour l'association ferro-potassique, Zone Centre-Armoricaine pour l'association magnésio-potassique (granites Fe-K et monzodiorites de Plélauff), et Zone Sud-Armoricaine pour l'association calco-alcaline. Tout se passe comme si pour chaque zone, la croûte continentale comportait des caractéristiques communes, alors que le manteau lithosphérique serait différent.

### **Remerciements**

Au cours de mon long séjour à Rennes, j'ai bénéficié de nombreuses discussions sur les granites armoricains avec beaucoup de collègues. Je les remercie tous et plus particulièrement Serge Fourcade, Bor-Ming Jahn, Jean-Louis Lagarde et Jean-Jacques Peucat.

### **Bibliographie**

Cette bibliographie rassemble les articles cités dans le texte et quelques autres articles importants. Une bibliographie plus complète, concernant l'ensemble des granitoïdes armoricains (icartiens, cadomiens, ordoviciens et varisques) est téléchargeable sur le site [www.sgmb.univ-rennes1.fr](http://www.sgmb.univ-rennes1.fr).

Albarède F., Dupuis C., and Taylor H. P. Jr., 1980,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  evidence for non-cogenetic magmas associated in a 300 Ma old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany, France), *J. geol. Soc. London*, 137, 641-647.

Barrière M., 1977, Le complexe de Ploumanac'h, Massif armoricaire. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique, *Mémoire de thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 291 p.

Barrière M., 1980, Les granitoïdes paléozoïques armoricains. *26ème Congrès géologique international*, Paris, Coll. 7, Géologie de la France, 56-63.

- Barrière M., Rolet J. et Thonon P., 1983, Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain, *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II, 296, 917-922.
- Barrois C., 1930, Les grandes lignes de la Bretagne, Livre Jubilaire publié à l'occasion du Centenaire de la Société Géologique de France 1830-1930, 1, 84-100.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.-J., Sheppard S. and Vidal Ph., 1985, Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages, *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 235-250.
- Beurrier M., Bles J.-L., Gros Y., Lozes J. et Marot A., 1979, Etude de la partie occidentale du massif granitique de Quintin. Pétrographie, géochimie, fracturation, *Bull. BRGM, 2ème série, Section 1, Géologie de la France*, 4, 317-336.
- Brun J.-P., Gapais D., Cogné J.-P., Ledru P. and Vignerresse J.-L., 1990, The Flamanville Granite (Northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton, *Geological Journal*, 25, 271-286.
- Carron J.-P., Le Guen de Kerneizon M., and Nachit H., 1994, Variscan granites from Brittany, *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. J. D. Keppie. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 231-239.
- Cartannaz C., Rolin P., Le Métour J. and Fabbri O., 2006, Fammenian–Tournaisian dextral ductile shear in the French Variscan belt, *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 3, 214-221.
- Chantaine J., Autran A., Cavelier C. et al., 2003, Carte géologique de la France à 1/1 000 000, Service Géologique National, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Charoy B., 1981, Post-magmatic processes in south-west England and Brittany, *Proc. Ussher Soc.*, 5, 101-115.
- Charreteur G., 2006, Caractérisation géochimique et isotopique (Nd-Sr) des intrusions tardi-hercyniennes de Ploumanac'h et de Saint-Jean-di-Doigt (NW du Massif Armoricain). Rennes, Université de Rennes 1. *Mémoire de Master* 2, 28 p.
- Chauris L., 1966, Le granite de l'Aber-Ildut (Finistère), *Bull. Carte géol. France*, LXI, 278, 9-30.
- Chauris L., 1977, Ceintures granitiques hercyniennes et minéralisations stannowolframifères dans le massif Armoricain, *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 284, 1009-1012.
- Chauris L. et Garreau J., 1983, Un pluton polyphasé dans la ceinture batholitique hercynienne médio-armoricaine: le massif de Plouaret (Côtes - du-Nord, France), *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 296, 1591-1594.
- Coint N., Hamelin C. et Caroff M., 2008, Le complexe gabbro-dioritique lité de Saint-Jean-du-Doigt, Massif Armoricain: un exemple de réservoir magmatique de type MASLI, *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, D, 5, 1-29.
- Cuney M., Stussi J.-M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros, Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M. et Vervialle J.-P., 1993, Géochimie et géochronologie

- U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant: nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 316, 1383-1390.
- Cuney M., Stussi J.-M., Brouand M., Dautel D., Michard A., Gros, Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M. et Vervialle J.-P., 1993, Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut-Bocage vendéen): un exemple de corps plutonique polyphasé, *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 317, 219-226.
- Debon F. and Le Fort P., 1988, A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications, *Bull. Minéral*, 111, 493-510.
- Decitre S., Gasquet D., et Marignac C., 2002, Genesis of orbicular granitic rocks from the Ploumanac'h Plutonic Complex (Brittany, France): petrographical, mineralogical and geochemical constraints, *European Journal of Mineralogy*, 14, 4, 715-731.
- Deutsch S. et Chauris L., 1965, Age de quelques formations cristallophyliennes et granitiques du Pays de Léon (Finistère), *C. R. Acad. Sci. Paris, Groupe 9*, 260, 615-617.
- Dhoste M., 1983, Prolongement en Poitou de la Ligne Tonalitique Limousine, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 296, 1659-1662.
- Euzen T., 1993, Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France), *Géosciences Rennes Mémoires*, 51, 350 p.
- Euzen T. et Capdevila R., 1991, Origine des enclaves microgrenues acides dans le granite peralumineux de Pontivy (Massif Armoricain, France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, 313, 413-420.
- Fourcade S., 1981, Géochimie des granitoïdes, *Mémoire de thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Paris-7, 211 p.
- Frost B. R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. and Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 11, 2033-2048.
- Gapais D., Lagarde, J.-L., Le Corre C., Audren C., Jégouzo P., Casas Sainz A. et Van Den Driessche J., 1993, La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère, *C. R. Acad. Sci., Paris, série II*, 316, 1123-1129.
- Gasquet D., Fernandez A., Mahé C. et Boullier A.-M., 1995, Origine des rubanements dans les granitoïdes: exemple du monzogranite de Brignogan-Plouescat (NW du Massif armoricain), *C.R. Acad. Sci. Paris, série II a*, 369, 369-376.
- Georget Y., 1986), Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie, *Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Étude Structurale des Socles*, 9, 250 pages.
- Georget Y., Martineau F., et Capdevila R., 1986, Age tardi-hercynien et origine crustale du granite de Brignogan (Finistère, France). Conséquences sur



- l'interprétation des granites Nord-armoricains, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, 302, 5, 237-242.
- Guillet P., Bouchez J.-L. et Vignerresse J.-L., 1985, Le complexe granitique de Plouaret (Bretagne): Mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 1, 4, 503-513.
- Jamgotchian A., 1986, Interférences d'effets cisailants tangentiel et transcurrent: la mise en place syntectonique du pluton granitiques de l'Aber-Ildut (Nord-Finistère), Rennes, Université de Rennes 1, Mémoire de D.E.A., 75 p.
- Jégouzo P., 1980, The South Armorican Shear Zone, *Journal of Structural Geology*, 2, 39-47.
- Le Corre C., Auvray B., Ballèvre M. et Robardet M., 1991, Le Massif Armoricaire, *Sciences Géologiques, Bulletin*, Strasbourg, 44, 1-2, 31-103.
- Maniar P. D. and Piccoli P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Marcoux E., 1980, Le district de Pontivy. Sa place dans la métallogénie plombo-zincifère du Massif Armoricaire, *Mémoire de thèse de 3ème cycle*, Université de Clermont-Ferrand, 287 p.
- Peucat J.-J., Auvray B., Hirbec Y. et Calvez J.-Y., 1984, Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricaire: géochronologie Rb-Sr, *Bull. Soc. géol. France*, 7, 26, 6, 1365-1373.
- Peucat J.-J., Charlot R., Mifdal, A., Chantaine, J. et Autran A., 1979, Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/Sr de granites du domaine centre armoricaire, *Bull. BRGM*, 1, 4, 349-356.
- Peucat J.-J., Jégouzo P., Vidal Ph. et Bernard-Griffiths J., 1988, Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 60-68.
- Pupin J.-P. et Persoz, F., 1999, Le zircon, marqueur de mélanges magmatiques à l'origine de granites de l'association subalcaline ferro-potassique, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, Fascicule A, Sciences de La Terre et Des Planètes*, 328, 1, 9-16.
- Rickwood P. C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements, *Lithos*, 22, 247-263.
- Román-Berdiel T., Gapais D., and Brun J.-P., 1997, Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature, *American Journal of Science*, 297, 6, 651-678.
- Vidal P., Bernard-Griffiths J., Cocherie A., Le Fort P., Peucat J.-J. and Sheppard S.M.F., 1984, Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 35, 1-3, 179-190.
- Vignerresse J.-L. et Brun, J.-P., 1983, Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie, *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, 3, 357-366.